



TITLE:

土層を利用した熱貯留に関する基礎的研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

中村, 公人

CITATION:

中村, 公人. 土層を利用した熱貯留に関する基礎的研究. 京都大学, 1999, 博士(農学)

ISSUE DATE:

1999-01-25

URL:

<https://doi.org/10.11501/3147412>

RIGHT:

制
農
773

土層を利用した熱貯留に関する基礎的研究

中 村 公 人

土層を利用した熱貯留に関する基礎的研究

中 村 公 人

目 次

第1章 緒論	1
1.1 帯水層熱エネルギー貯留 (Aquifer Thermal Energy Storage)	1
1.2 ATES における問題点	2
1.3 課題の設定	2
1.4 本論文の構成	3
第2章 土壌中の熱・水分同時移動に関する従来の研究	5
2.1 概説	5
2.2 飽和－不飽和土壌中の熱・水分同時移動理論	5
2.2.1 水分移動方程式	5
2.2.2 熱移動方程式	9
2.2.3 土壌中の気相の流れを考慮した移動理論	11
2.3 土壌の水分特性と熱的特性	15
2.3.1 土壌水分特性曲線	15
2.3.2 不飽和透水係数	17
2.3.3 水蒸気拡散係数	19
2.3.4 熱伝導率	22
2.4 結語	23
第3章 成層土壌中の熱・水分同時移動実験	25
3.1 概説	25
3.2 実験概要	25
3.2.1 地下水位変動型実験	25
3.2.2 地下水位一定型実験	27
3.3 土壌水分特性曲線	29
3.4 不飽和透水係数	30
3.4.1 van Genuchten モデル	30
3.4.2 排水試験による推定法	31
3.4.3 定常法	35
3.5 水蒸気拡散係数	36
3.6 熱伝導率	37
3.7 その他の特性値	40

第4章 地下水位変動型成層土壌中の熱・水分移動特性 41
4.1 概説 41
4.2 実験結果 41
4.2.1 温度変化 41
4.2.2 圧力水頭変化と地下水位変化 46
4.3 蓄熱効果に関する考察 49
4.3.1 評価方法 49
4.3.2 水分移動に伴う熱損失 49
4.4 結語 52
第5章 地下水位一定型成層土壌中の熱・水分移動特性 53
5.1 概説 53
5.2 熱・水分移動理論 53
5.2.1 水分移動 53
5.2.2 熱移動 54
5.3 結果と考察 55
5.3.1 温度と圧力水頭・体積含水率 55
5.3.2 地下水面での液状水フラックス 57
5.3.3 水分・熱フラックス 57
5.4 結語 64
第6章 成層土壌中熱・水分同時移動の数値解析 65
6.1 概説 65
6.2 土壌中の熱・水分同時移動理論とその解法 65
6.2.1 支配方程式 65
6.2.2 解析方法と土壌特性 66
6.2.3 初期条件と境界条件 68
6.3 結果と考察 68
6.3.1 再現性の評価 68
6.3.2 再現性の向上 73
6.3.3 熱・水分フラックス成分の分離 75
6.3.4 モデルの単純化 78
6.4 結語 80
第7章 土壌中熱・水分同時移動理論の応用例 81
7.1 概説 81
7.2 効率的帯水層蓄熱システムの検討 81

7.2.1 解析概要 81
7.2.2 結果と考察 82
7.3 地下食料保冷システムにおける熱負荷の評価 85
7.3.1 地下保冷システム 85
7.3.2 熱負荷の評価 87
7.3.3 熱負荷緩和のための運用 90
7.4 結語 90
 第8章 結論	 93
 引用文献	 96
 謝辞	101

第1章

緒 論

1.1 帯水層熱エネルギー貯留(Aquifer Thermal Energy Storage)

わが国の豪雪地帯では、従来、積雪を受け身の態勢で捉え、防護策を講じるのみであったが、近年は、冬季においても無雪期と同様の社会経済活動を営むことが当然となってきた。そのため、雪害対策技術が不可欠となっており、科学技術庁においても、「降積雪対策技術の高度化に関する研究」が昭和63年から平成4年にわたって行われた（科学技術庁研究開発局，1993）。この共同研究は、降雪機構の解明と降雪雲調整の可能性に関する研究、融雪技術の高度化に関する研究、除排雪技術に関する研究からなっている。降雪機構の解明と降雪雲調整に関する研究では、日本海沿岸における降雪雲の総合観測による降雪雲の構造、発達過程に関する研究、また、数値シミュレーションによる降雪雲調整に関する研究が行われ、融雪技術の高度化に関する研究では、地下水を汲み上げないで地熱を抽出する方法に関する研究、地下土壌中における熱の挙動に関する研究が、さらに、除排雪技術に関する研究では、除雪車の通れないような狭い街路での除雪や家屋の周辺の雪処理技術として空気力を利用した雪の管路輸送に関する研究などが行われている。

こうした背景のもと、融雪に必要な熱エネルギー（温水）を獲得するために、熱エネルギーの需要の少ない夏季に、太陽熱や工場、火力発電所、ごみ焼却場などの排熱を利用して温めた温水を地下の帯水層中に貯留しておき、冬季に利用するという技術が、クリーンで安価、半恒久的であるとして注目されている。ここで得られる熱エネルギーは、融雪だけでなく、ハウス栽培、家屋暖房などの熱源としても利用できる。さらに、冬季に冷水を帯水層に貯留しておき、夏季に冷房用水として利用することも可能である。つまり、季節的蓄熱が可能となる。こうした地下帯水層の大きな保温性（魔法瓶効果）を利用した蓄熱技術は「帯水層熱エネルギー貯留(Aquifer Thermal Energy Storage : ATES)」と呼ばれる。

自然エネルギー利用技術の1つであるこのATESは小規模で、地下水中の熱エネルギーは石油に比べてはるかに低密度である。ある試算では、水14lで灯油1lの燃焼熱を保有できるとされる（川崎ら，1987）。しかし、この低密度のエネルギーをヒートポンプの使用などによってある程度高密度化して集約的に利用できれば、地域の補助的なエネルギー源として今後さらにその利点が見直されるものと期待できる。

ATESに関する研究は、オイルショックを契機にアメリカで1978年頃から盛んに研究され、フランス、スイス、ドイツ、中国（Xue et al., 1990）、デンマークなどでも野外実験を中心に研究された（横山，1987）。日本においても、1977年から山形県において、1978年には福井県三里浜砂丘において蓄熱実験が行われた。最近では、燃料コストが当時に比べて安価になったため、ATES

に関する実際的な研究例は極めて減少しているのが現状である。

1.2 ATES における問題点

土壌中での熱移動は水分移動や水分状態によって大きく左右され、水分移動もまた熱移動によって形成される温度場に強く影響される。つまり、熱と水分は土壌中を相互に関連し合いながら複雑に移動する。現在のところ、ATES では、熱と水分の移動量を正確に定量化し、それを人為的に制御するまでには至っていない。したがって、適切な運用を行わなければ、過剰揚水によって地下水位が低下し、地域によっては地盤沈下が生じたり、同じく地下水の過剰揚水による海岸平野での地下水の塩水化や、地下水温が異常に上昇もしくは低下する熱汚染、温度変化に伴う有害物質の溶出による水質悪化といった様々な地下水障害が発生する恐れがある。さらに、貯留された熱エネルギーは、地下水の流れ、対流、分散、伝導によって周囲に失われるため、蓄熱効率・熱回収率を向上させるための技術を確立し、効率的な蓄熱を行う必要がある。このためには、水理学的、地質学的な事前調査（地質構造、地下水流、蓄熱塊の挙動）を行い、井戸の配置、揚水・注水サイクル、揚水量・注水量、注水温度などの最適なシステム設計が不可欠となる。つまり、ATES の活用では、地下水の管理が重要な課題となる。

1.3 課題の設定

このように、ATES においてはその適切な設計、管理、環境アセスメントが不可欠となる。これらに対処するためには、まず帯水層を含んだ地下土壌中での熱と水分の移動量を精度よく予測することが不可欠となる。

従来の ATES の解析では、対象の多くが被圧帯水層であったため、地下の帯水層のみに注目し、地下水流動とそれに伴う熱移動をモデル化したものがほとんどである (Mercer et al., 1981)。被圧帯水層には、深い場合は特に、揚水時以外に地下水流動が小さく、注入井周辺に涵養した温水を止めておくことができるため小領域での蓄熱が可能となるという利点があるが、注入時に井戸を用いざるを得ないために注入量が制限され、広範囲な ATES が期待できない。

それに対して、不圧地下水を蓄熱帯水層とすると、地下水の流動を予測した貯留が必要となるが、地表からの拡散法による広範囲な地下水涵養が可能となる。藤縄 (1984) は水田が温水を涵養する機能を有していることを示しているが、こうした機能を利用して、例えば、温水池により太陽熱などで加温し水田から涵養させれば、広域的な ATES が期待できる (川崎ら, 1987)。しかし、不圧帯水層では、それを覆う不飽和帯を通過する熱損失量が懸念され、不飽和帯での熱と水分の挙動の把握が不可欠となる。帯水層を覆う不飽和土壌中での熱と水分の移動を同時に扱った研究例は藤縄 (1995) にみられる程度で、特に水蒸気移動に伴って損失する熱移動量を考慮したものはみられない。

土壌物理学の分野においても飽和・不飽和土壌中の熱・水分移動に関する研究が行われている。Philip and de Vries (1957) は水蒸気拡散と毛管作用による液状水移動のメカニズムから、温度と体積含水率を変数とした支配方程式を導いており、この研究がそれ以降の研究の基礎となっている。Sophocleous (1979) は温度とマトリックポテンシャルを変数とした方程式に修正し、さらに、Milly

(1982)は若干の修正を行っている。その後、Milly の理論は、土壌面蒸発 (Milly, 1984; de Silans et al., 1989)、砂漠における熱・水分環境 (Scanlon and Milly, 1994)、軟間土壌中の熱・水分環境 (Benjamin et al., 1990)、水平土壌カラムでの熱・水分移動 (Bach, 1992)、塩類を含む土壌中の熱・水分移動 (Nassar and Horton, 1989a; 1989b)、土壌の乾燥過程 (福原ら, 1990) などに適用され、その有効性が示されている。また、諸泉ら (1996) は、砂土を充填した単一土壌カラムを用いた室内実験を行い、Milly の理論にカラムからの熱損失項を考慮して、飽和-不飽和土壌中の熱・水分同時移動現象の定式化を行っている。さらに、諸泉ら (1997) は、この理論が野外土壌にも適用できることを示している。

しかし、これらの中で、ATES で有効となりうるような粒径の比較的大きな土層や大きな温度勾配下での移動現象を扱った例は少ない。アメリカ農務省 U.S. Salinity Laboratory (USSL) が公開している飽和-不飽和土壌中の水分・溶質・熱移動シミュレーションプログラムにおいても、農地土壌においては、地表面近傍以外では水蒸気移動は無視できるとして、水蒸気移動自体は考慮されていない (Vogel et al., 1996)。

そこで、本研究では、より現場に即したものとして、粒径の異なる土壌で成層化した土壌層における熱・水分移動現象を室内実験から解明し、そのモデル化を行って、特に不飽和土壌中の水蒸気移動に伴う熱移動に注目して考察する。さらに、このモデルを用いて、帯水層蓄熱における蓄熱効率を向上させるための若干の提案を行う。

1.4 本論文の構成

本論文では、本章を含めて 8 つの章を設け、始めに土壌中の熱・水分移動に関するレビューを示し、その後、帯水層の蓄熱効率、水蒸気移動に伴う熱移動、土壌中の熱・水分同時移動のシミュレーション、ATES における熱損失抑制技術などについて検討した。その概要は、以下に示すとおりである。

第 2 章では、飽和-不飽和土壌中の熱・水分同時移動に関する従来の研究例を示す。また、土壌の水分特性、熱的特性についての従来の知見も整理し、この研究分野での課題を検討する。

第 3 章では、第 4 章、第 5 章で行った室内実験の概要と実験で用いた土壌 (2 種類の砂土) の特性 (土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数、熱伝導率など) について述べる。これらの土壌特性は、可能な限り実験的に求めるよう努め、特に比較的大きな土壌の不飽和透水係数を推定する方法を提案する。

第 4 章では、周囲が不透水性境界で囲まれているような比較的小規模な地下水盆での ATES において、温度勾配下の水分移動によって地下水位が変動する状況を想定した、「地下水位変動型」成層土壌カラムを用いた実験結果を示す。ここでは、土壌中の熱伝導率を検討することにより、成層土壌が帯水層の蓄熱効率に及ぼす影響を明らかにする。

第 5 章では、ATES の対象となる帯水層において、周囲の帯水層あるいは河川、海などとの水の出入りがあって、地下水位が一定に保たれるような状況を想定した、「地下水位一定型」成層土壌カラムを用いた実験結果から、土壌中の熱・水分移動成分をその駆動力別に定量化する。さらに、土壌中の水蒸気移動を支配する係数 (温度勾配による水蒸気拡散係数) について考察し、特に粒径の大きな土壌中の熱移動に及ぼすその影響の大きさを評価する。

第6章では、飽和－不飽和土壌中の熱・水分同時移動現象を表現する支配方程式を有限要素法によって解析し、蓄積された実験データと比較することによって、そのモデルの有効性を検討する。さらに、実用性を考え、モデルの単純化についても考察する。

第7章では、仮想的な ATES システムを想定して、どのような条件の帯水層が蓄熱効率の面から適しているかを第6章で用いたシミュレーションモデルを利用して検討する。水田地域の不圧帯水層の ATES における有効性を検討することを念頭に置いて、特に不圧帯水層を中心に、土壌の種類、帯水層の深さと厚さ、注入温度といった条件を変化させて比較検討を行う。また、このモデルを用いた応用例として、人為的な動力源を必要としない食料貯蔵のための地下保冷システムにおける熱負荷についても検討する。

第8章では、以上の結果に基づいた結論を示す。

第2章

土壌中の熱・水分同時移動に関する従来の研究

2.1 概 説

土壌物理学分野における飽和－不飽和土壌中の熱と水分の移動現象の定式化は、Philip and de Vries (1957)の研究が基礎となっている。彼らは、熱と水分を移動させる駆動力が温度勾配と体積含水率勾配であるとして式を導いた。しかし、例えば、成層土壌の層境界で体積含水率プロファイルが不連続になる場合などには適用できない。したがって、Sophocleous (1979)は体積含水率勾配ではなく、圧力水頭勾配を駆動力とした式を導いた。Milly (1982)は相対湿度の温度依存性を定式化して、これを修正した。Milly の理論からその後新たな展開はみられず、この理論を用いた解析例が多い (Milly, 1984; de Silans et al., 1989; Scanlon and Milly, 1994; Benjamin et al., 1990; Bach, 1992; Nassar and Horton, 1989a; 1989b; 福原ら, 1990; 諸泉ら, 1996; 1997)。本研究においても Milly の理論を基本として解析を行ったので、これを本章では詳細に記述する。

土壌中の熱・水分移動現象を扱っている他の研究分野に核廃棄物の地層処分問題がある。ここでは、土壌物理で扱うよりもかなり高温の土壌が対象となり、温度勾配も大きくなる。したがって、土壌中の気相自体の移動が無視できなくなる。Milly の理論をはじめとする土壌物理学分野での理論では、気相自体は移動しないと仮定し、気相中の水蒸気拡散のみを考慮している。ATES を想定するとき、その運用によっては、土壌中の温度勾配が大きくなることもあるため、気相自体の移動も考慮する必要があると考えられる。ここでは、Pollock (1986)の研究をもとに気相自体の移動も考慮したモデル式についても記述する。

さらに、土壌中の熱・水分移動には、土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数、熱伝導率といった土壌特性パラメータが大きく影響するため、これらの測定法、定式化、温度依存性に関する知見も整理した。

2.2 飽和－不飽和土壌中の熱・水分同時移動理論

ここでは、Milly の理論を導出する。モデル式は、水分移動方程式と熱移動方程式からなり、解析の際には、この連立偏微分方程式を数値解析によって解くことになる。

2.2.1 水分移動方程式

(1)水分フラックス

温度勾配下にある土壌中で生じる水分フラックス q_w ($\text{kg m}^{-2}\text{h}^{-1}$)は、液状水移動 q_l と水蒸気移動 q_v

からなる。液状水移動は Darcy の法則に従い、水蒸気移動は Fick の拡散則に基づいて定式化される。ここでは、土壌中の空気は静止していると仮定される。

$$\begin{aligned} q_w &= q_l + q_v \\ &= -\rho_l K \nabla(\psi + z) - D \nabla \rho_v \end{aligned} \quad (2-1)$$

ここで、 ρ_l は液状水密度(kg m^{-3})、 K は不飽和透水係数(m h^{-1})、 ψ は圧力水頭(mH_2O)、 z は上向き正の鉛直座標(m)、 ρ_v は水蒸気密度(kg m^{-3})、 D は有効水蒸気拡散係数(m^2h^{-1})である。有効水蒸気拡散係数は、大気中での水蒸気拡散を土壌に適用するように修正して与えられ、大気中の水蒸気拡散係数 D_{atm} (m^2h^{-1})に3つの因子が掛け合わされる (Philip and de Vries, 1957)。

$$D = D_{\text{atm}} \nu \alpha \quad (2-2)$$

ν はマスフローファクタと呼ばれ、以下の式で表される。

$$\nu = \frac{P}{P - p} \quad (2-3)$$

P は全圧、 p は水蒸気分圧である。この因子は D_{atm} が空気と水蒸気の相互拡散（水蒸気拡散と反対方向に空気のマスフローが存在する）の条件で定義または測定されるため、ここでの前提条件（空気は静止している）との違いを補正するものである。常温では $P \gg p$ であるため、 $\nu=1$ と近似できる。

α はトートシティ（屈曲度、ここでは0～1の値をとる）、 a は土壌の単位面積における水蒸気拡散が生じる間隙面積の比率で、気相率で近似することができる。ここでは、 a を気相率とする。この2つの因子によって水蒸気が移動可能な土壌内の間隙構造が考慮される。

次に、式(2-1)を展開する。まず、水蒸気密度 ρ_v は飽和水蒸気密度 ρ_s と相対湿度 h の積で表される。また、相対湿度は温度と圧力水頭の関数として与えられる。

$$\rho_v = \rho_s h = \rho_s \exp\left(\frac{M_w \psi g}{RT}\right) \quad (2-4)$$

ここで、 M_w は水1モルの質量 (0.018kg mole^{-1})、 R は気体定数 ($8.3143\text{J mole}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 g は重力加速度 ($9.8\text{J kg}^{-1}\text{m}^{-1}$)、 T は温度 (K) である。この式より水蒸気密度勾配は、

$$\begin{aligned}\nabla \rho_v &= \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \nabla \psi + \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_\psi \nabla T \\ &= \frac{M_w g}{RT} \rho_v \nabla \psi + \left(h \frac{d\rho_s}{dT} - \frac{M_w \psi g}{RT^2} \rho_v \right) \nabla T\end{aligned}$$

となる。したがって、水蒸気フラックスは、

$$\begin{aligned}q_v &= -D \nabla \rho_v = -D \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \nabla \psi - D \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_\psi \nabla T \\ &= -D \frac{M_w g}{RT} \rho_v \nabla \psi - D \left(h \frac{d\rho_s}{dT} - \frac{M_w \psi g}{RT^2} \rho_v \right) \nabla T \\ &= -\rho_l D_{\psi v} \nabla \psi - \rho_l D_{Tv} \nabla T\end{aligned} \quad (2-6)$$

となる。ここで、 $D_{\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数(m h^{-1})、 D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{K}^{-1}$)である。

$$D_{\psi v} = \rho_l^{-1} D_{am} \tau a \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T = \rho_l^{-1} D_{am} \tau a \frac{M_w g}{RT} \rho_v \quad (2-7)$$

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{am} \tau a \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_\psi = \rho_l^{-1} D_{am} \tau a \left(h \frac{d\rho_s}{dT} - \frac{M_w \psi g}{RT^2} \rho_v \right) \quad (2-8)$$

以上より、全水分フラックス q_w は、

$$q_w = -\rho_l (K + D_{\psi v}) \nabla \psi - \rho_l D_{Tv} \nabla T - \rho_l K \nabla z \quad (2-9)$$

となる。

(2) 温度勾配による水蒸気拡散に対する補正

温度勾配による水蒸気移動は式(2-8)を用いては説明できず、過小評価される。Philip and de Vries (1957)は、温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{Tv} を①液島理論、②局所的温度勾配という2つの考え方に基づいて補正している。

①液島理論

温度勾配下にある土壤中、土粒子に挟まれた1つの孤立した液状水(液島)が存在すると、液島と空気が接する両側の水-空気界面で曲率の違いが生じ、その結果水蒸気圧が異なるため、

ポテンシャルエネルギーの差が形成される。このとき、曲率の大きい界面（すなわち、ポテンシャルエネルギーが大きい界面）では、液状水が蒸発し、曲率の小さい界面（ポテンシャルエネルギーが小さい界面）では水蒸気が凝縮する。これによって水蒸気は土壌中の気相だけでなく、液島を介しても移動することになる。

この液島を介した水蒸気移動分は、式(2-8)中の気相率の部分を大きくすることで表現することができる。つまり、土壌中の水分量が小さいときの水蒸気移動は、気相中の水蒸気拡散と液島を介した水蒸気移動の平行流となるため、体積含水率 θ が気相率に加算される。つまり、 a は $a+\theta$ となる。一方、土壌中の水分量が大きく、液状水が連続するようになると、液島の数が増加し、液島の大きさが大きくなるため、上述したような平行流の考え方ができる断面が徐々に減少する。この効果を $a+a/a_k \theta$ と表わしている。 a_k は液状水の連続性が途切れるときの気相率である。すなわち、液島に関する補正係数を f とすると、

$$f = \begin{cases} a+\theta & a > a_k, \theta < \theta_k \\ a+a/a_k \theta & a \leq a_k, \theta \geq \theta_k \end{cases} \quad (2-10)$$

θ_k は液状水の連続性が途切れるときの体積含水率 ($n-a_k$: n は間隙率) である。

②局所的温度勾配

温度勾配によって引き起こされる水蒸気拡散は、厳密には気相中の局所的な温度勾配を駆動力として生じる。しかし、土壌中では、温度勾配が固相、液相、気相でそれぞれ異なり、通常熱電対などで測定されるのは、この3相の平均的な温度勾配である。このような違いが生じるのは、気相の熱伝導率が固相や液相の熱伝導率に比べて、約1オーダー小さいためである（空気の熱伝導率 (0°C) : $0.024 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$; 水の熱伝導率 (0°C) : $0.561 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$; 砂の熱伝導率 : $0.15 \sim 0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ）。したがって、式(2-6)中の温度勾配は気相中の局所的な温度勾配であるため、これを改めて $(\nabla T)_a$ とし、平均的な温度勾配を ∇T とすると、局所的な温度勾配に対する補正係数 ζ は、

$$\zeta = (\nabla T)_a / \nabla T \quad (2-11)$$

で表される。なお、ここでは、気相中の局所的な温度勾配、つまり単一の空隙を考えているため、トートシティは考慮されない。

以上の2つの補正を行うことにより、温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{Tv} は以下の式で表される。

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{am} f \zeta \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_v = \rho_l^{-1} D_{am} f \zeta \left(h \frac{d\rho_s}{dT} - \frac{M_w v g}{RT^2} \rho_v \right) \quad (2-12)$$

その後の研究により、以上2つの補正のみでは、なお水蒸気移動量が過小評価されることが実

験的に示され、Jury and Letey (1979)は液状水と水蒸気の熱伝導率を考慮した補正係数を導入し、Cary (1979)は土粒子を立方体としてモデル化して補正係数を導いている。しかし、Cass et al. (1984)は土壌の熱伝導率の圧力依存性を測定することによって補正係数を測定した結果、Jury and Letey (1979)や Cary (1979)のモデルとも測定結果と一致しないことを示している。

補正係数は、土壌の種類、水分量、間隙構造、さらにその測定法によっても変化し、現在のところ、その理論的な説明ができる段階には至っていない。

(3)水分移動方程式

水分移動の連続式は、

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_l \theta + \rho_v (n - \theta)] = -\nabla q_w \quad (2-13)$$

t は時間(h)である。この式に式(2-9)を代入して展開すると、

$$\begin{aligned} & \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right]_T + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \bigg|_T \frac{\partial \psi}{\partial t} + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_v + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_v \frac{\partial T}{\partial t} \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + D_w) \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right] \end{aligned} \quad (2-14)$$

となる。これが水分移動を表す支配方程式である。この式は、土粒子、水、空気の間にも局所的な熱的平衡状態にある場合に成立する。いわゆる等価1相モデルである。したがって、各相の温度が異なる場合には、飽和帯における熱移動理論で藤縄 (1991) が提案したような非平衡モデルを用いる必要がある。

2.2.2 熱移動方程式

(1)熱フラックス

土壌中の熱フラックス q_h ($\text{J m}^{-2} \text{h}^{-1}$) は以下の式で表される (de Vries, 1958)。

$$q_h = -(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \nabla T - \rho_l L D_w \nabla \psi + c_l (T - T_0) q_w \quad (2-15)$$

ここで、 λ は土壌自体の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 L は水の蒸発潜熱 (J kg^{-1})、 c_l は水の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 T_0 は基準温度である。「土壌自体」の熱伝導率とは、土壌中で水分移動、すなわち水分移動に伴う熱移動が生じていない状態での土壌の熱伝導率である。これは、土粒子の熱伝導率と土粒子、水、空気の3相割合、その配列状態によって決まる。よって、この項は Fourier の法則に従い、土壌自体の熱伝導による熱移動成分を表す。 D_{Tv} の項は、温度勾配による水蒸気移動に伴う潜熱輸送成分、 D_w の項は、圧力水頭勾配による水蒸気移動に伴う潜熱輸送成分、最後の項は、水分移動 (液状

水+水蒸気)に伴う顕熱輸送成分を表す。

熱移動成分には、浸漬熱(土粒子表面と水のぬれによる発熱現象)があるが、ここでは無視する。また、土壌中では、間隙が大小様々に歪曲したミクロポアによって形成されていることから、間隙内を流れる流体は、その平均流速ベクトルとは大きさも方向も異なる流速ベクトルをもち、流体は土壌中で散乱しようとする。これに伴う熱移動は「熱分散」と呼ばれる。熱分散を支配するパラメータは、トートシエ、土粒子形状、平均粒径、粒度分布などである。しかし、熱分散を他の熱移動成分と分離して扱うのは困難であり(堀野ら, 1992)、熱分散に関する研究(藤縄, 1988)も多くみられないのが現状である。一般には、熱伝導項に含めて扱われる。

(2)熱移動方程式

単位体積当たりの熱量 $Q(\text{J m}^{-3})$ は以下の式で表される。

$$Q = [c_s \rho_s (1-n) + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (n-\theta)](T - T_0) + L_0 \rho_v (n-\theta) \quad (2-16)$$

c_s は土粒子の比熱($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 ρ_s は土粒子密度(kg m^{-3})、 c_v は水蒸気の比熱($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 L_0 は基準温度 T_0 での水の蒸発潜熱(J kg^{-1})である。 L は、

$$L = L_0 + (c_v - c_l)(T - T_0) \quad (2-17)$$

である。

熱移動の連続式は、

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\nabla q_h \quad (2-18)$$

であるので、これに式(2-15)、(2-16)を代入して展開すると、

$$\begin{aligned} & \left[C + H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big|_v + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial T} \Big|_v \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \left[H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \Big|_T + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \Big|_T \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_l L D_{Tw} \frac{\partial \psi}{\partial z} - c_l (T - T_0) q_w \right] \end{aligned} \quad (2-19)$$

という熱移動方程式が得られる。ここで、

$$C = c_s \rho_s (1-n) + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (n-\theta) \quad (2-20)$$

$$H_1 = [L_0 + c_v(T - T_0)](n - \theta)$$

$$H_2 = (\rho_l c_l - \rho_v c_v)(T - T_0) - \rho_v L_0$$

である。

土壤中の熱・水分同時移動解析では、導出された水分移動方程式(2-14)と熱移動方程式(2-19)を連立して解くことになる。

2.2.3 土壤中の気相の流れを考慮した移動理論

前節で述べた移動理論では、土壤温度が 50℃以下で、比較的小さい温度勾配下を対象としており、水蒸気移動は分子拡散のみによるとして気相自体の流れを考慮していない。ここでは、気相自体の流れも考慮に入れたモデル式 (Pollock, 1986) について述べる。

(1)フラックス方程式

液相と気相の流速 v (m h^{-1}) は、Darcy の法則を一般化した形式で与えられる。

$$v_l = \frac{kK_l}{\mu_l} (\nabla P_l + \rho_l g \nabla z) \quad (2-23)$$

$$v_g = \frac{kK_g}{\mu_g} (\nabla P_g + \rho_g g \nabla z) \quad (2-24)$$

k は固有透過係数 (m^2)、 K はここでは各相の相対透過係数、 μ は粘性係数 ($\text{kg m}^{-1} \text{h}^{-1}$)、 P は圧力 ($\text{kg m}^{-1} \text{h}^{-2}$)、 ρ は密度 (kg m^{-3})、添字 l, g はそれぞれ液状水、気相を表す。

水蒸気と乾燥空気の拡散フラックスは、それぞれの密度勾配に依存する。

$$q_v = -\tau \rho_g D \nabla (\rho_v / \rho_g) \quad (2-25)$$

$$q_a = -\tau \rho_g D \nabla (\rho_a / \rho_g) \quad (2-26)$$

ここで、 ρ_a は乾燥空気の密度 (kg m^{-3}) である。前項では、水蒸気の拡散フラックスに対して液島効果と局所的な温度勾配の影響を考慮したが、ここではこれらを考慮していない。

熱伝導による熱フラックスは、

$$q_{hc} = -\lambda \nabla T \quad (2-27)$$

で表される。

(2)連続式

この理論では、不飽和土壌中の気相を水蒸気と乾燥空気混合物としている。水分と乾燥空気と内部エネルギーの連続式はそれぞれ以下で与えられる。

$$\frac{\partial(\rho_l \theta + \rho_v a)}{\partial t} + \nabla(\rho_v v_g + q_v) + \nabla(\rho_l v_l) = 0 \quad (2-28)$$

$$\frac{\partial(\rho_a a)}{\partial t} + \nabla(\rho_a v_g + q_a) = 0 \quad (2-29)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial[\rho_l \theta h_l + \rho_g a h_g + \rho_s(1-n)h_s]}{\partial t} \\ + \nabla(\rho_l v_l h_l + \rho_g v_g h_g + q_v h_v + q_a h_a) + \nabla q_{hc} - Q = 0 \end{aligned} \quad (2-30)$$

ここで、 q_a は乾燥空気の拡散フラックス($\text{kg m}^{-2}\text{h}^{-1}$)、 q_{hc} は熱伝導フラックス(W m^{-2})、 Q は熱源による単位体積当たりの内部熱生成速度(W m^{-3})、添字 g, l, v, a はそれぞれ気相、液状水、水蒸気、乾燥空気を表している。 h は比エンタルピー(J kg^{-1})で、以下のように定義される。

$$\left. \begin{aligned} h_s &= c_s(T - T_0) \\ h_l &= c_l(T - T_0) \\ h_v &= c_v(T - T_0) + h_v^0 \\ h_a &= c_a(T - T_0) \end{aligned} \right\} \quad (2-31)$$

c_a は乾燥空気の比熱($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 h_v^0 は T_0 での水蒸気の比エンタルピー（水の蒸発潜熱に等しい）である。

式(2-30)では、粘性散逸（機械的エネルギーが粘性により熱エネルギーに非可逆的に変換し、流体を加熱する効果）や、気相、液相の圧力変化による内部エネルギーの変化に関する効果は無視している。

気相の密度 ρ_g 、比エンタルピー h_g はそれぞれ、

$$\rho_g = \rho_v + \rho_a \quad (2-32)$$

$$h_g = \frac{\rho_v}{\rho_g} h_v + \frac{\rho_a}{\rho_g} h_a \quad (2-33)$$

である。

(3)支配方程式

式(2-28)～(2-30)に各フラックス方程式を代入すると、以下の水分・乾燥空気・熱の移動の支配方程式が導かれる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho_l \theta + \rho_v a)}{\partial t} = & \nabla \left(\rho_l \frac{kK_l}{\mu_l} \nabla \psi \right) + \nabla \left[\left(\rho_v \frac{kK_g}{\mu_g} + \rho_l \frac{kK_l}{\mu_l} \right) \nabla P_g \right] \\ & + \nabla [\tau \rho_g D \nabla (\rho_v / \rho_g)] + \nabla \left[\left(\rho_l^2 \frac{kK_l}{\mu_l} + \rho_v \rho_g \frac{kK_g}{\mu_g} \right) g \nabla z \right] \end{aligned} \quad (2-34)$$

$$\frac{\partial(\rho_a a)}{\partial t} = \nabla \left(\rho_a \frac{kK_g}{\mu_g} \nabla P_g \right) + \nabla [\tau \rho_g D \nabla (\rho_a / \rho_g)] + \nabla \left[\rho_a \rho_g \frac{kK_g}{\mu_g} g \nabla z \right] \quad (2-35)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial[\rho_l \theta h_l + \rho_g a h_g + \rho_s (1-n) h_s]}{\partial t} = & \nabla \left(h_l \rho_l \frac{kK_l}{\mu_l} \nabla \psi \right) \\ & + \nabla \left[\left(h_g \rho_g \frac{kK_g}{\mu_g} + h_l \rho_l \frac{kK_l}{\mu_l} \right) \nabla P_g \right] + \nabla [h_v \tau \rho_g D \nabla (\rho_v / \rho_g)] + \nabla [h_a \tau \rho_g D \nabla (\rho_a / \rho_g)] \\ & + \nabla (\lambda \nabla T) + \nabla \left[\left(h_l \rho_l^2 \frac{kK_l}{\mu_l} + h_g \rho_g^2 \frac{kK_g}{\mu_g} \right) g \nabla z \right] + Q \end{aligned} \quad (2-36)$$

これらは、温度、体積含水率、気相圧を変数とする連立偏微分方程式である。Tsang and Pruess (1987)は、これと同様のモデルを2次元に拡張して、核廃棄物処理の基礎研究として亀裂性凝灰岩中の熱・水分・気相の移動を解析している。

Pruess and Wang (1987)は、土壤中の熱・水分移動現象に関わる物理過程をTable 2-1のように要約している。このように現実には様々な物理過程が存在するが、これらをすべて考慮したモデルが実際に用いられるわけではない。つまり、先の連立方程式(2-34)～(2-36)を解くためには、気相の透過係数という新たなパラメータが必要となる。さらに、このモデル式の検討を行う際には、気相の圧力を測定しなければならない。

このように、モデルが詳細になればなるほど、必要となるパラメータの数が増大し、与えるパラメータの全体の誤差が増大することによって、かえってモデル全体の精度が低下しかねない。つまり、モデルの精度とパラメータの精度は常に相反関係にあるため、必ずしも詳細な物理モデルが最適であるわけではない。実用的なモデルとは、数少ないパラメータで必要とする情報が得られるものであり、今後はこうしたモデルの開発が重要と考えられる。

Table 2-1 Physical processes in strongly heat-driven flow in partially saturated rocks

Process	Mechanism
Fluid flow	Pressure forces
	Viscous forces
	Inertial forces
	Gravity
	Interference between liquid and gas
	Dissolution of air in liquid
	Capillarity and absorption
	Hysteresis
	Differential heat of wetting
	Chemical potential gradients
	Mixing of vapor and air
	Vapor pressure lowering
	Binary diffusion
	Knudsen diffusion
	Thermodiffusion
Heat flow	Conduction
	Flow of latent and sensible heat
	Dispersion
	Radiation
	Viscous dissipation
	Mechanical work
Vaporization and Condensation	Temperature and pressure effects
	Capillarity and adsorption
Changes in rock mass	Thermal expansion
	Compression under stress
	Thermal stress cracking
	Mineral redistribution

2.3 土壌の水分特性と熱的特性

土壌の水分特性を表す指標として、ここでは、土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数、熱的特性として熱伝導率について詳述する。Hopmans and Dane (1985)が土壌水分特性の温度依存性が浸透現象において浸透速度や水分分布に影響を及ぼすことを示しているように、これらの温度依存性を全く無視することはできない。ここでは、各特性値の温度依存性に関する知見も含めて、測定法、モデル式に関する研究例を整理する。

2.3.1 土壌水分特性曲線

土壌水分特性曲線は、圧力水頭（マトリックポテンシャル）と水分量の関係を示す曲線である。これは、それぞれの土壌に固有のもので、砂質土と粘性土、構造が発達した土壌と構造が破壊された土壌といった土壌の性質の違いによって明確な違いを示す。つまり、土壌の乾燥密度、土粒子の粒径、粒径分布、土粒子の形状、配向などに支配される。なお、土壌の水分履歴（乾燥過程か湿潤過程か）によってヒステリシスを有する。

(1)測定方法

土壌水分特性曲線は、吸引法、加圧板法、蒸気圧法など圧力水頭の範囲に応じた適切な方法によって測定される。また、定常状態での土壌水分量と圧力水頭を同時に測定することができればよいので、テンシオメータと TDR の組み合わせなどによって比較的容易に測定可能である。

(2)モデル式

①van Genuchten 式

不飽和土壌中の水分移動解析を行う際には、土壌水分特性曲線の定式化が不可欠である。現在最も一般的に用いられるのが、以下の van Genuchten (1980)の式である。

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (-\alpha\psi)^n\right]^m} \quad (2-37)$$

ここで、 θ は体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 ψ は圧力水頭(cmH₂O)、 α , m , n はパラメータである。

②Brooks and Corey 式

この式は、有効飽和度が圧力水頭の指数関数で表されるというものである。細かく、不攪乱の野外土壌に対する適合性は悪いが、粗な粒度をもつ土壌に対しては有効である。

$$S_e = \begin{cases} (-\alpha\psi)^{-1} & -\alpha\psi > 1 \\ 1 & -\alpha\psi \leq 1 \end{cases} \quad (2-38)$$

ここで、 α は空気侵入値の逆数、 λ は土壌間隙分布に関する土壌特性パラメータである。 S_e は有効飽和度、

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2-39)$$

である。

(3)温度依存性

土壌水分特性曲線の温度依存性については、例えば、Constanz (1991)の実験で示されたように、高温ほどある圧力水頭での水分量が小さくなり、ある水分量で圧力水頭が増加（正圧側）する。つまり、横軸に水分量、縦軸に圧力水頭（負圧方向を上向き）をとると、高温になると曲線が下にシフトする。

土壌水分特性曲線が温度によって変化する要因として、水の表面張力、溶存空気、封入空気、土壌水の体積、水の粘性係数、土壌構造、拡散2重層厚などの温度依存性、土壌水の流れなどが考えられる。しかし、Hopmans and Dane (1986a)は、実験的研究より、水の表面張力の温度依存性のみでは過小評価される（1/2～1/3）ことを示し、これが封入空気、土壌溶液の表面張力の温度依存性でも説明できないことを示している（Hopmans and Dane, 1986b）。その他、Gardner (1955), Wilkinson and Klute (1962), Chahal (1964; 1965), Haridasan and Jensen (1972)によっても同様の研究が行われているが、この要因を十分に説明できる段階には至っていない。さらに、堀野ら (1991)は、土壌水分特性曲線の温度依存性の大きさは、低水分量領域ほど大きいという実験結果を砂土で示しており、温度依存性が水分量の関数となることがわかっている。

このように、土壌水分特性曲線の温度依存性に関する理論的研究については今後の成果が期待される。したがって、現在のところ、温度を考慮して不飽和水分移動を解析する際には、経験的に以下のような式が一般に用いられる。

$$\psi(T) = \psi(T_0) \frac{\sigma(T_0)}{\sigma(T)} \frac{\rho_l(T)}{\rho_l(T_0)} \quad (2-40)$$

$$\psi(T_0) = \psi(T) \exp[-C_\psi(T - T_0)] \quad (2-41)$$

式(2-40)中の σ は水の表面張力である。ここでは、水の表面張力と密度の温度依存性を考慮している。この式は例えば、Milly (1982)で用いられている。

式(2-41)中の C_ψ は圧力水頭の温度係数(K⁻¹)で、水の表面張力の温度係数を3倍した値(-6.8×10⁻³)がたいいて採用される。この式は、Milly (1984), Bach (1992), de Silans (1989)の解析で用いられている。Bach (1992)は、高水分量領域での C_ψ には水の表面張力の温度係数のものを用いた方が良いと報告している。

2.3.2 不飽和透水係数

不飽和透水係数は、不飽和状態にある土壤中を液状水が移動するときに受ける抵抗を表す指標である。したがって、水の粘性係数、間隙の形、大きさ、配向、分岐、連結、土粒子の表面活性、屈曲度、水分量によって決定される。不飽和透水係数は、飽和状態で最大値をとり（飽和透水係数）、水分量が減少するにつれて低下するが、その範囲は数オーダーに及ぶ。水分量の減少による不飽和透水係数の低下の原因として、低水分量領域では小さな間隙のみに水が保持されるが、小さな間隙中の水は大きな間隙中の水より大きな抵抗を受けること、さらに、小さな間隙が連続するには屈曲が多く、実流路長が増大することが考えられる。

(1)測定方法

①Multi-step (One-step) Outflow Method

不飽和透水係数をすべての水分量範囲にわたって精度よく測定あるいは推定することは極めて困難である。最近の研究例では、計算機の計算速度の向上によって、逆同定問題の数値解析が容易に行われるようになったことから、Multi-step (One-step) Outflow Method に関するものが多い。つまり、ある初期条件と境界条件の下での水分移動実験を行い、土壤水分特性曲線と不飽和透水係数をいくつかのパラメータをもつ関数で表されると仮定して、その移動シミュレーションで実験結果と計算結果が合うようにパラメータを逆同定するという方法である（例えば、van Dam et al., 1992; Echting and Hopmans, 1993; Echting et al., 1994）。一般には、土壤サンプルを加圧するかあるいは吸引して、所定の圧力に設定し、土壤中の圧力水頭や排水量の実測値と計算値の差を目的関数として同定される。加圧もしくは吸引が1回のみ行われるとき、One-step Outflow Method と呼ばれ、他段階で設定されるときを Multi-step Outflow Method という。前者は、急激に圧力が土壤に作用するため、土壤内の水の流れが均一にならない（流れやすいところを流れる）場合がある。後者はこうした現象を抑制することができる。

②定常法

測定領域は比較的高水分に限られるが、この測定法は信頼性と精度に優れている。しかし、時間と労力を要し、正しい測定値を得ることは容易でない（塩沢, 1983）。

この方法は、加圧あるいは吸引によって、土壤サンプル上下面で、フィルタを介して土壤水に圧力境界を与え、これによって試料内の水分状態と流れを制御し、定常状態での排水量と試料内の圧力水頭値から不飽和透水係数を直接計算するものである。

③蒸発法

土壤サンプルの上面を開放系にして蒸発を生じさせ、定常状態での試料の重量変化と試料内の圧力水頭値より計算する方法である（例えば、Wendroth et al., 1993）。2地点の圧力水頭値の差が小さい（圧力水頭勾配が小さい）とき、不飽和透水係数の計算誤差が大きくなるため、飽和に近い領域での計算結果は破棄する必要がある。つまり、低水分量領域での測定に向いている。この方法では、土壤内の水蒸気移動の影響が問題となるが、Tamari et al. (1993)は、水蒸気拡散係数を大きく見積もっても、土壤内で生じる液状水移動に比較して小さいことを示している。

その他、Crust Method, Drip Infiltration Method, Sorptivity Method, Hot-Air Method (van Grinsven et al., 1985) など様々な方法が提案されている（Stolte et al., 1994）が、それぞれの利点を生かして、いろいろな方法を組み合わせて測定を行うことが望ましい。

(2)モデル式

Multi-step Outflow Method といった逆同定問題から不飽和透水係数を求めるためには、不飽和透水係数と水分量との関係、あるいは圧力水頭との関係を表す式を与える必要がある。また、測定値が得られた場合、それを何らかの式で補間する必要がある。このように、不飽和透水係数のモデル式の選択が非常に重要となる。

①van Genuchten-Mualem の式

このモデル式は、先の土壌水分特性曲線のモデル式(2-37)におけるパラメータ α , n , m を用いることができるという点でよく使用される。ただし、このとき $m=1-1/n$ である。

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (2-42)$$

ここで、 K は不飽和透水係数 (m h^{-1})、 K_s は飽和透水係数 (m h^{-1}) である。パラメータ l は多くの土壌に対して約 0.5 がとられる。

②van Genuchten-Burdine の式

以下の式では、 $m=1-2/n$ である。

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right] \quad (2-43)$$

l はパラメータである。

③Brooks and Corey-Mualem の式

$$K(S_e) = K_s S_e^{l+2+2/\lambda} \quad (2-44)$$

l , λ はパラメータである。

④Brooks and Corey-Burdine の式

$$K(S_e) = K_s S_e^{l+1+2/\lambda} \quad (2-45)$$

l , λ はパラメータである。

⑤Gardner 式

$$K(\psi) = K_s \exp[\alpha \psi] \quad (2-46)$$

α はパラメータである。このモデルは単純であるために、水分移動方程式の線形化が可能で、

不均一土壌中での定常あるいは非定常流の統計学的解析においてよく用いられる。 α の逆数は空気侵入値あるいは毛管フリンジの高さとして解釈することができる。

(3)温度依存性

不飽和透水係数は高温ほど大きくなる。その最大の要因は、水の粘性係数の温度上昇に伴う低下である。その他に、土壌溶液の粘性係数の温度依存性、水の表面張力の温度依存性も考えられるが、現在のところ、これらの要因によって完全に説明されてはいない。

例えば、Constanz (1982)の研究によると、不飽和透水係数と圧力水頭の関係プロットすると、高水分量領域で高温ほど不飽和透水係数が大きく、低水分量領域では温度による変化は明確でない。低水分量領域では、高温になると、ある圧力水頭に対する水分量が減少し、これに伴って不飽和透水係数が小さくなるという作用と、高温になると水の粘性が低下し、不飽和透水係数が大きくなるという作用が釣り合っているため、温度依存性が小さいものと推測している。また、体積含水率との関係プロットすると、高温ほど値が大きくなり、その程度は高水分量領域ほど大きい。高水分量領域では、水の粘性係数の温度依存性以上に値が大きくなっており（2, 25, 45℃に対する水の粘性係数の逆数の比が1:2:3であるのに対し、不飽和透水係数の比は、1:10:100であった）、他の要因の解明が待たれる。

このように、水の粘性係数の温度依存性のみでは、完全に不飽和透水係数の温度依存性を説明できないが、一般に実際の不飽和流解析の際は、

$$K(T) = K(T_0) \frac{\mu(T_0)}{\mu(T)} \quad (2-47)$$

のように、水の粘性係数の温度依存性のみが考慮される。

2.3.3 水蒸気拡散係数

水蒸気拡散係数には水蒸気移動を引き起こす駆動力の違いによって、圧力水頭勾配による水蒸気移動拡散係数 D_{vw} と温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{Tv} がある。 D_{vw} は式(2-7)によって定式化されており、別途実験的に測定する必要はない。一方、 D_{Tv} は式(2-12)によって表されるが、式中の補正係数 ζ を与える必要がある。

$$D_{vw} = \rho_l^{-1} D_{am} \alpha \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \quad (2-48)$$

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{am} f \zeta \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_\psi \quad (2-49)$$

(1)温度勾配による水蒸気拡散係数の測定方法

①水分移動実験から求める方法

土壌内では温度勾配による水分移動と圧力水頭勾配による水分移動が生じるため、温度勾配による移動分だけを分離するには、圧力水頭勾配による移動分を 0 に制御するか、あるいは、等温条件での移動係数（不飽和透水係数）を別途測定する必要がある。

前者の方法は、Cary and Taylor (1962)が行ったように、水平方向に温度勾配が与えられた土壌内の圧力水頭が均一になるように制御し、低温側（例えば土壌右側）と高温側（例えば土壌左側）を細管で連結させて、低温側から高温側に向かう細管内の定常流量（これが高温側から低温側への水蒸気移動量となる）を測定するものである。これを温度勾配で除せば、温度勾配による水蒸気拡散係数が得られる。

後者の方法は、閉鎖土壌カラムに温度勾配を与えて、定常状態の水分量分布、圧力水頭分布を測定するものである。定常状態では、温度勾配による低温側への水フラックス q_{Tv} と圧力水頭勾配による高温側への液状水フラックス q_l が釣り合う。つまり、

$$\begin{aligned} -D_{Tv}\nabla T &= -K\nabla\psi \\ D_{Tv} &= K\frac{\nabla\psi}{\nabla T} \end{aligned} \quad (2-50)$$

等温条件で不飽和透水係数を測定しておけば、 D_{Tv} が求められる。ただし、得られる値の信頼性は不飽和透水係数の信頼性に大きく依存する。

②熱伝導率の温度依存性から求める方法

土壌の熱伝導率の温度による変化は、主に水蒸気移動成分に依存する。粕淵・横山（1994）によると、土壌の熱伝導率は温度の上昇によって増加する。彼らは、5℃のときの値には水蒸気移動による成分が含まれていないとして、各温度での値から 5℃における値を差し引いた値（熱伝導率差と呼んでいる）を水蒸気移動による成分としている。

次項でも述べるように、温度によって変化する見かけの熱伝導率 λ^* は、土壌自体を流れる熱伝導成分と水蒸気移動による成分からなるから、

$$\lambda^* = \lambda + \rho_l L D_{Tv} \quad (2-51)$$

と表される。よって、熱伝導率差が $\rho_l L D_{Tv}$ となり、これを $(\lambda^* - \lambda)$ より求めることができれば、温度勾配による水蒸気拡散係数が得られる。

③熱伝導率の圧力依存性から求める方法

土壌中の熱流が水平方向で、液状水移動が無視できるとすると、熱フラックス q_h (W m^{-2}) は以下の式で表される。

$$q_h = -(\lambda + \rho_l L D_{Tv})\nabla T = -(\lambda + \lambda_v)\nabla T \quad (2-52)$$

λ_v を直接測定することはできないが、 λ_v が圧力依存性を有する一方、 λ が有しないこと（空気

の熱伝導率のわずかな圧力依存性を除く)を利用して推定することができる。つまり、

$$\frac{d(\lambda + \lambda_v)}{dP_r} = \frac{d\lambda_v}{dP_r} \quad (2-53)$$

P_r は相対圧力の逆数 (P_0/P), P_0 は大気圧(Pa), P は測定場所の圧力である。 λ_v 中で圧力によって変化するのは、大気中の水蒸気分子拡散係数 D_{am} のみである。これは、例えば、

$$D_{am} = D^0 (T/T_0)^{1.75} P_r \quad (2-54)$$

で表される。ここで、 D^0 は温度 T_0 、圧力 P_0 での水蒸気分子拡散係数 (20℃で $2.57 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) である。よって、式(2-53)の右辺での唯一の未知数は ζ となる。したがって、見かけの熱伝導率 ($\lambda + \lambda_v$) の圧力依存性を測定すれば、補正係数 ζ を求めることができる。Cass et al. (1984), 布目・清沢 (1996) などがこの方法を用いた測定を行っている。

なお、 $\lambda + \lambda_v$ の圧力依存性を測定することによって、 λ_v と λ を分離することも可能である。つまり、圧力が無限大 ($P_r \rightarrow 0$) のときは、水蒸気フラックス及びそれに伴う潜熱輸送が 0 となるため、 $\lambda + \lambda_v$ は λ に等しくなる。

④塩沢(1991)の考え方

彼は、上記の②、③の方法によって見かけの熱伝導率から間接的に測定される水蒸気拡散係数は実際の水蒸気移動量を過大に評価していると考えている。

1 つの間隙中では、高温側からの蒸発、気相中の水蒸気拡散、低温側への凝縮、土粒子表面での液状水移動が生じる。土粒子表面での液状水移動の駆動力は、温度勾配ではなく局所的なマトリックポテンシャル勾配 (水膜の厚さで決まる) であるから、局所的な液状水移動の方向は、温度の低下方向ばかりでなく、逆方向にも生じているはずである。つまり、1 つの間隙内に水蒸気-液状水の「循環流」が形成される。これは、水蒸気と液状水の移動の駆動力が異なることに起因するわけである。この循環流は潜熱を輸送する熱移動を伴うが、マクロな (土壌全体の) 水分移動には全く寄与しない。見かけの熱伝導率の温度依存や圧力依存から求められる潜熱移動量は、水蒸気移動が介在する熱移動量であることは確かであるが、これは間隙内の循環流によるものも含まれており、この水蒸気移動量はマクロな水蒸気移動量に等しくない。このために、水蒸気拡散係数の補正係数は実際の値をかなり過大に評価していると考えられる。

この考え方によると、土壌中の熱移動を定量化する場合には、この過大に評価された水蒸気拡散係数が必要となり、水分移動を定量化するには、この拡散係数から循環流が生じた分を差し引いたものを用いなければならないことになる。熱移動と水分移動で 2 つの異なる水蒸気拡散係数が存在することになる。

(2)温度依存性と水分量依存性

圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数、温度勾配による同係数とも大気中の水蒸気拡散係数 D_{am} の温度依存性に大きく影響し、高温ほど値が大きくなる。また、水分量に対しては、低水分量領

域で大きく、飽和に近づくにつれて低下する。

温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数 ζ は、高温になるほど、気相の見かけの熱伝導率が潜熱輸送量の増加に伴い上昇し、気相内の微視的な温度勾配が低下するために小さくなる。また、Cass et al. (1984)は実験的に 3.5, 22.5, 32.5°Cでの ζ を測定し、3.5°Cと 32.5°Cでの ζ の違いの方が 22.5°Cと 32.5°Cでの違いに比べて大きいことを示している。つまり、低温側での ζ の温度依存性が大きい。水分量に対しては、絶乾状態に近い領域で小さく、飽和状態では0になり、土壌によって異なるが低水分量領域で大きな値をとる。

しかし、補正係数 ζ 、つまり温度勾配による水蒸気拡散係数は、理論的にモデル化される段階には至っておらず、今後、モデルとして定式化する前に、土壌タイプ、粒径、乾燥密度などによって補正係数がどのように変化するかを詳細に調べる必要がある。

2.3.4 熱伝導率

土壌の熱伝導率は、温度勾配下にある土壌中を伝わる熱の伝わり易さの指標である。土粒子を構成する成分、土粒子の配位、乾燥密度、水分量、温度などに影響される。土壌の熱伝導率には、土壌の構成要素（土粒子、水、空気）から決定される熱伝導率と、それに温度勾配下で生じる水蒸気移動に伴う潜熱輸送分を付け加えた熱伝導率の2つの捉え方がある。前者は真の熱伝導率 λ 、後者は見かけの熱伝導率 λ^* と呼ばれる。両者には先に示したように、以下の関係式が成立する。

$$\lambda^* = \lambda + \rho_l L D_{TV} \quad (2-55)$$

(1)測定方法

熱伝導率の代表的な測定方法は、ヒートプローブ法である。熱電対と熱ヒータを内蔵したプローブを土壌中に挿入し、任意の電圧をヒータに与えたときのプローブの温度変化から熱伝導率を求めるものである。次章で実際に熱伝導率測定のために採用した双子型プローブ法 (Kasubuchi, 1977; 粕淵, 1977; 1985)は、単一のヒートプローブを用いる測定法を改良したもので、リード線からの熱のリークに対する誤差が相殺されるという利点と計算が容易であるという利点を有する。

(2)モデル式

土壌の熱伝導率の代表的なモデルに de Vries モデルがある。これは、土壌の構成成分（石英、粘土、有機物、空気、水）の各熱伝導率と体積率、それぞれの重み係数から求めるものである。しかし、重み係数に含まれる形状係数を適切に決定することは困難である。

したがって、熱伝導率の測定値を定式化する場合が多い。高い精度が要求されない解析では、乾燥土壌と湿潤土壌の熱伝導率を単に直線で結ぶ場合もある。最近の研究例では、以下の McInnes 式が測定値の補間式としてよく採用される。

$$\lambda(\theta) = A + B\theta - (A - D)\exp\left[-(C\theta)^E\right] \quad (2-56)$$

A, B, C, D, E はパラメータである。これらのパラメータが土壌の性質と関連付けられると有効である (Campbell, 1987)。例えば, A, B は乾燥密度と関係があり, C は熱伝導率が急激に増加し始める水分量に関係しており, 土壌の粘土含量と相関がある。 D は絶乾状態での熱伝導率である。

(3) 温度依存性

Sepaskhah and Boersma (1979) は, 熱伝導率が温度の上昇によって変化することを示しているが, この熱伝導率は見かけの熱伝導率で, その温度依存性は水蒸気拡散の影響によるものである。水蒸気拡散量は気相率の増加によって大きくなるため, 温度が見かけの熱伝導率に与える影響は, 気相率の高い土壌 (すなわち, 乾燥密度が小さい土壌) で大きくなる。

Campbell et al. (1994) は, ヒートプローブを用いた測定を行って見かけの熱伝導率の温度依存性を検証し, そのモデル化を行っている。粕淵・横山 (1994) は, 双子型プローブ法によって土壌の熱伝導率を測定した結果, 温度上昇によって見かけの熱伝導率が増加することを示しており, できるだけ低温での値が土壌自体の真の熱伝導率に近いとしている。この測定では, 土壌温度の上昇を最高 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ に抑え, 通電時間を 3 分程度としている。しかし, $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ の温度変化を精度よく追跡することは, 通常温度測定に用いられる銅-コンスタンタン熱電対では不可能で, 高価な白金電極を用いた熱電対が必要となる。そのため, 次章で述べるように, 本研究では, ヒートプローブにより高い電源電圧 (3V) を与え, ヒートプローブの温度が最大 40°C 近く上昇させる代わりに, ヒータの加熱時間を 10 秒と短くして測定を行っている。この測定条件下では, 測定される熱伝導率の顕著な温度依存性はみられず, 測定期間中に生じた水蒸気移動はわずかで, ほぼ真の熱伝導率が得られると考えられる。

実際の解析の際に, 熱移動成分を分離する必要がなければ, Campbell et al. (1995) が森林を焼いたときの土壌中の熱・水分環境を解析した際のように, 水蒸気移動の影響も含んだ見かけの熱伝導率を用いて解析する方が, 別途定式化が必要となる水蒸気拡散係数の誤差を回避することができるため適切であろう。測定される「熱伝導率」がどのような成分を含んだものなのかをあらかじめよく検討することが不可欠である。

2.4 結 語

土壌中の熱・水分同時移動を表す Milly の式では, 土壌中の気相自体の流れは考慮されていない。一方, Pollock の式では, 気相自体の流れを考慮し, 気相内圧力を変数として加えている。このため, 気相の透過係数というパラメータが加わり, その決定誤差がモデル全体の精度を低下させる恐れがある。実用性を考えると, パラメータ数の少ない単純なモデルの開発が必要である。また, 各種土壌特性の中で, 特に温度勾配による水蒸気拡散係数の実験的, 理論的研究, 土壌水分特性曲線, 不飽和透水係数の温度依存性に関する研究が今後さらに必要であることが確認された。

こうしたことを念頭において, 以下に示す章においては, 実験的に土壌中の熱・水分移動現象を解明し, それに対する数値解析を行うことによって, 比較的簡単なモデルの可能性について検討する。また, 実験的考察の中で, 温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数を求め, 従来の研究結果との比較を行う。

第3章

成層土壌中の熱・水分同時移動実験

3.1 概説

本研究では、帯水層熱エネルギー貯留を想定した「地下水位変動型」と「地下水位一定型」の2通りの室内実験を行った。前者は実験中の水分移動による地下水位変動を許容した実験であり、地下水盆で囲まれた比較的規模の小さい ATES を想定している。一方、後者は実験中地下水位が一定に保たれるとした実験で、広範囲の ATES を想定している。本章では、それぞれの実験概要について述べ、実験に用いた2種類の砂土（豊浦標準砂と相馬珪砂）の土壌特性を示す。土壌特性には土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数、熱伝導率などがあるが、これらは水分量あるいは圧力水頭、温度によって変化し、解析においてはこれらを何らかの形で定式化しなければならない。本研究では、こうした土壌特性値を極力実験的に求め、定式化を行った。

3.2 実験概要

3.2.1 地下水位変動型実験

(1)実験装置

実験装置は、基本的に定温水循環装置、土壌カラム、データロガー、パーソナルコンピュータからなっている。土壌カラムは、Fig.3-1 に示すように内壁が内径28.6cmの円筒形で、外壁が45.0cm×61.8cm、高さ20.0cmのセグメントを5段積み重ねたものである。側壁部はウレタンフォームを間に挟んだ塩化ビニルの二重構造となっており、断熱が図られている。カラム上下端は定温水循環装置からの定温水が循環できるようなパイプが設置されており、カラム内試料とは伝熱性の良い銅板で仕切られている。カラムには、熱電対17本、土壌水分計5本（深さ10.5, 30.5, 50.5, 70.5, 90.5 cm）、熱流板3枚（深さ15.5, 55.5, 75.5cm）が装着されている。

熱電対は、銅-コンスタンタン熱電対（長さ140mm、外径1.6mm、0.4級）で許容誤差は±0.5℃である。土壌水分計はひずみゲージ式（共和電業製 BPT-800GES32544）である。熱流板（長さ110×幅12×高さ4mm、EKO製 CN-81）の材質はシリコン樹脂で被覆されたガラスエポキシである。

また、土壌カラムが密閉状態にあると、不飽和帯の空気が温度変化によって膨張あるいは収縮し、自由地下水面が維持されず、自然環境下と大きく異なる。このため、カラム最上部と境界温度設定盤との間に厚さ5mmの断熱シートを挟み、その一部を細く切り抜いて通気孔を設け、これを防いだ。通気孔が実験カラム中の試料と通じる面積は50mm²程度であり、断熱シート自体の熱伝導率も0.03Wm⁻¹K⁻¹程度と小さく、通気孔及び断熱シートからの熱漏れは無視できる。

カラム下部の給排水口には、Fig.3-1 に示したように、地下水位を測定するためのスタンドパイプを接続した。

データロガーは、パーソナルコンピュータで制御されており、各センサーからのデータが必要時間間隔で自動計測されるように接続されている。

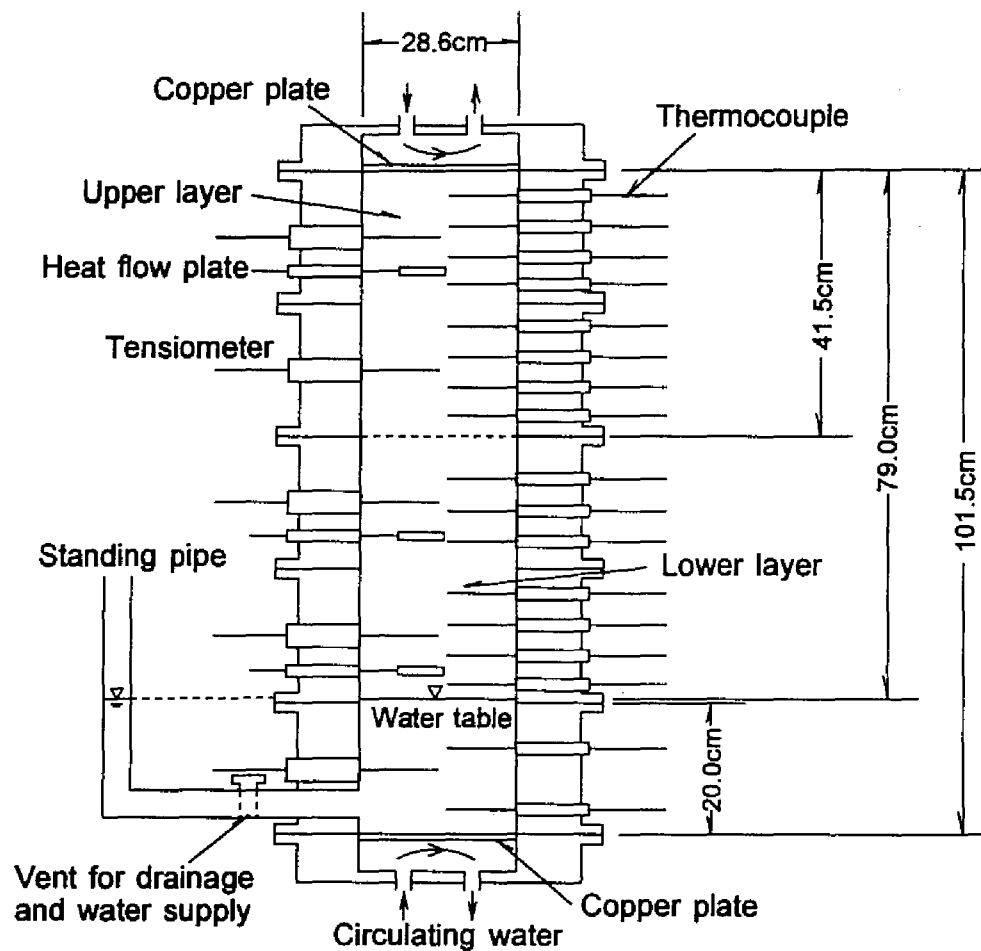


Fig.3-1 Schematic diagram of soil column (Variable water level type).

Table 3-1 Basic properties of soils in the column.

		CaseW	CaseD
Toyoura standard sand (Fine sand)	Dry bulk density [g cm ⁻³]	1.56	1.59
	Porosity[%]	41.0	39.7
Soma silica sand (Coarse sand)	Dry bulk density [g cm ⁻³]	1.55	1.57
	Porosity[%]	41.2	40.4

(2)実験手順

実験に用いた試料は、豊浦標準砂と相馬珪砂である。実験は、まず脱気水を張ったカラムに少しずつ試料を沈降させ、突き棒で軽く締固め、試料が均一になるように充填した（水締め法）。Table 3-1 は試料の乾燥密度、間隙率を示したものである。ここで、層の境界はカラム上端から 41.5cm のところに設けた。次に完全飽和の状態から、カラム上端から 79cm の深さに地下水面を設定して、カラム内温度を均一の約 25℃に設定しながら自然状態で重力排水させた。約 10 日間の排水後、カラム上下端に所定温度の定温水を循環させて、実験開始とした。ただし、2 回目以降の実験については、1 つ前の実験終了後、カラム下端の給排水口から脱気水をゆっくり注入して、再飽和させた。測定項目は、各センサーによる温度、圧力水頭、熱フラックスの他、カラム内の水分移動に伴ってスタンドパイプに現れる地下水位の変動状況である。実験は上下端の温度差を 20, 30, 40℃で設定し、各温度差について上端が高温の場合と下端が高温の場合の実験を行った。実験継続時間は、それぞれ約 200~400 時間で、すべて室温約 25℃の恒温室内で行った。成層化順序も変え、上層に豊浦標準砂（以下、細砂）、下層に相馬珪砂（以下、粗砂）をそれぞれ充填した場合をケース W、その逆に充填した場合をケース D とした。すなわち、重力排水後にカラム内の粗砂層内の一部あるいは全部が低水分量領域になるように成層化させたわけである。ただし、ケース W では、温度差 40℃での実験は行わなかった。

3.2.2 地下水位一定型実験

(1)実験装置

実験装置は地下水位変動型実験とほぼ同じである。土壌カラムには、Fig.3-2 に示すように、カラム内の地下水位を実験中一定に保ち、給排水量を測定するためのマリOTTタンクを接続した。実験カラムには、熱電対 17 本、土壌水分計 5 本、熱流板 3 枚が先と同様に装着されており、パーソナルコンピュータで制御されたデータロガーによって、各センサーからのデータが自動計測される。

(2)実験手順

実験では、水締め法により、試料が均一になるように充填した。層の境界はカラム上端から深さ 41.5cm のところに設けた。次に、完全飽和の状態から、深さ 90cm のところに地下水面を設定して、カラム内の温度を 25℃と一定に設定しながら自然状態で重力排水させた。そして、約 10 日間排水させ、ほぼ排水が停止した後、カラム上下端に所定温度の定温水を循環させて、実験開始とした。第 2 回の実験以降は、前回の実験終了後、カラム下部に設けた給排水口から脱気水を

ゆっくりと注入し再飽和させ、その後同様に重力排水を行った。

深さ 41.5cm を境にして、上層に細砂、下層に粗砂を充填した場合をケース WC、その逆に充填した場合をケース DC とする。試料の乾燥密度、間隙率を Table 3-2 に示す。

設定した温度条件は、両ケースについて、上下端の温度差が 20, 30, 40℃、各温度差ごとに上端が高温の場合と下端が高温の場合の計 6 通りである。

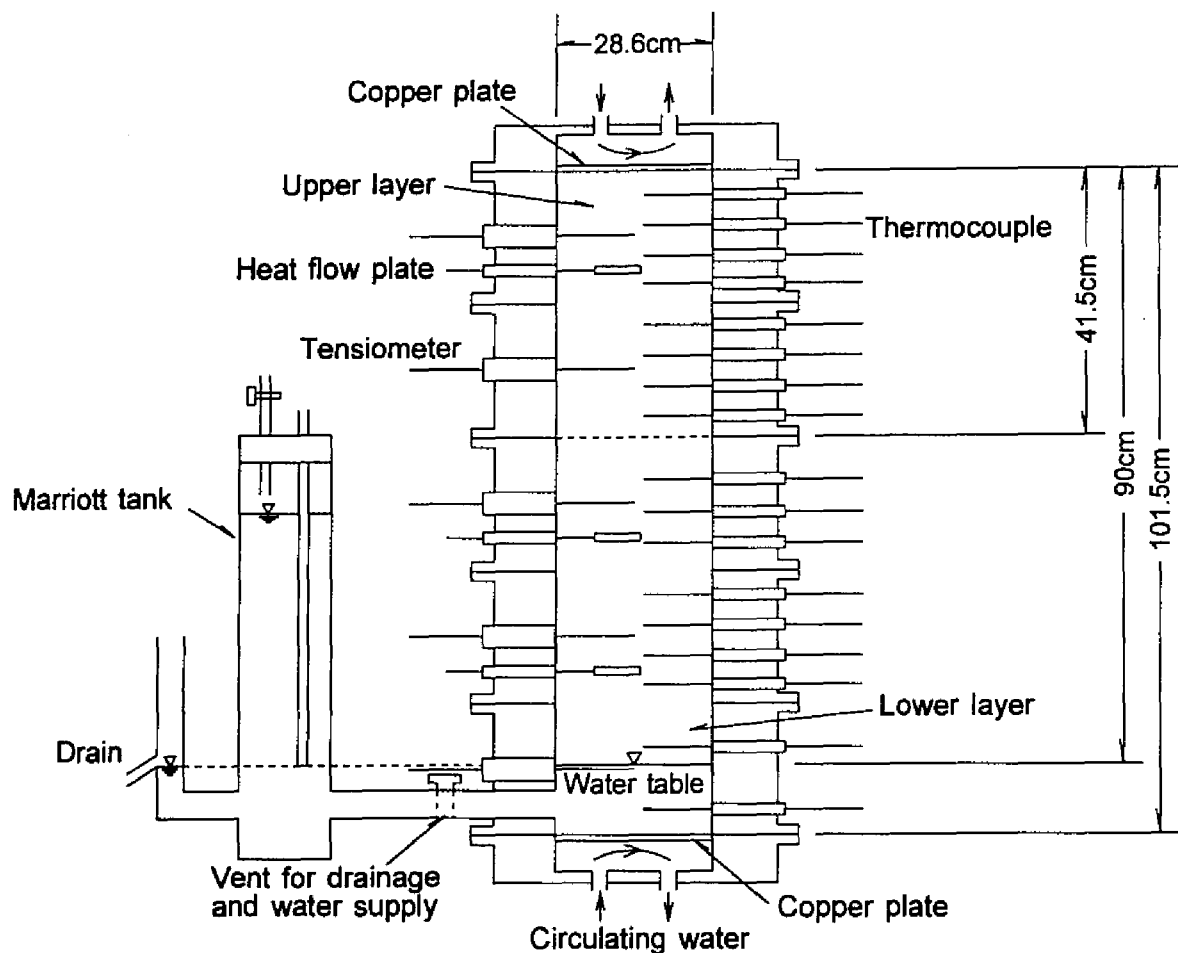


Fig.3-2 Schematic diagram of soil column (Constant water level type).

Table 3-2 Basic properties of soils in the column.

		CaseWC	CaseDC
Toyoura standard sand (Fine sand)	Dry bulk density (g cm ⁻³)	1.53(1.56)	1.56
	Porosity(%)	42.1(41.0)	40.8
Soma silica sand (Coarse sand)	Dry bulk density (g cm ⁻³)	1.51(1.54)	1.51
	Porosity(%)	42.6(41.7)	43.0

() : the case of 15℃ at the top and 35℃ at the bottom for CaseWC

3.3 土壤水分特性曲線

実験試料の土壤水分特性曲線（排水過程）を Fig.3-3 に示す。測定値は室温約 20℃の恒温室で加圧板法と吸引法によって得られたものである。実線、点線は、van Genuchten (1980)の式による。

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (-\alpha\psi)^n]^m} \quad (3-1)$$

ここで、 θ は体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率、 ψ は圧力水頭(cmH₂O)であり、 α, m, n はパラメータで、Powell の共役勾配法（堀野，1992）によって目的関数を χ^2 -基準として同定した。ただし、 θ_s は間隙率、 θ_r は風乾での体積含水率とした。得られたパラメータを Table 3-3 に示す。

Table 3-3 The fitted parameters of van Genuchten's equation for soil water retention curves of soils.

	θ_s	θ_r	α	n	m
Toyoura standard sand (Fine sand)	0.399	0.001	0.0247	10.0	0.432
Soma silica sand (Coarse sand)	0.401	0.003	0.0916	5.63	0.472

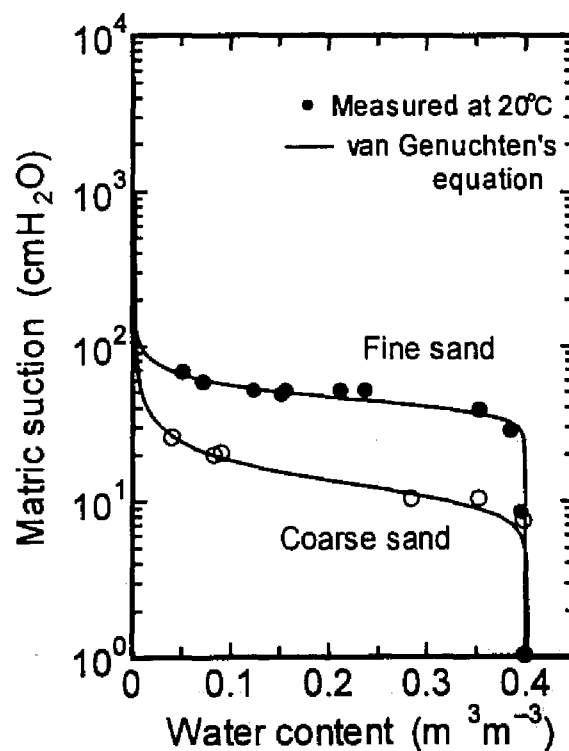


Fig.3-3 Soil water retention curves of soils for drying.

また、圧力水頭の温度依存性を Milly (1984)が用いた以下の式によって考慮した。

$$\psi_0 = \psi_T \exp[-C_\psi(T-T_0)] \quad (3-2)$$

ここで、 ψ_0 は基準温度 T_0 （ここでは、土壌水分特性曲線測定時の温度 20℃）での圧力水頭、 ψ_T は温度 T での圧力水頭である。 C_ψ は圧力水頭の温度係数で、水の表面張力の温度係数の3倍の値（ $-6.8 \times 10^{-3} \text{K}^{-1}$ ）を採用した。この式によると、豊浦標準砂の場合、土壌水分特性曲線の変曲点付近にあたる体積含水率 23.8%のとき、温度が 1℃上昇すると、土壌温度が 5.7～25℃の範囲で、圧力水頭は 0.301 cmH₂O 増加する。この値は、別に堀野ら（1991）が行った豊浦標準砂を用いた土壌吸引圧の温度依存性に関する実験より得られた結果（同一条件下で 0.29 cmH₂O K⁻¹）とほぼ等しい。よって、ここでは式(3-2)を用い、現象に合うように、圧力水頭の温度係数を水の表面張力の温度係数の3倍とした。ただし、その実験によると、圧力水頭の温度による変化の割合は、水分量が低下するほど大きくなる傾向にあるため、特に低水分量領域で、その変化の割合は上式で表される値とは多少異なる。

ヒステリシスの影響は、両土壌とも砂土であるため、無視できると仮定した。

3.4 不飽和透水係数

3.4.1 van Genuchten モデル

第5章での解析には、van Genuchten (1980)が提案した土壌水分特性曲線のモデル式中のパラメータをそのまま利用できる以下の式を用いた。

$$K(S_e) = K_s \sqrt{S_e} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (3-3)$$

ここで、 K は不飽和透水係数(m h⁻¹)、 K_s は飽和透水係数(m h⁻¹)、 S_e は有効飽和度である。ただし、この式が成立するためには、土壌水分特性曲線の式(3-1)中のパラメータ m 、 n の間に $m=1-1/n$ という関係が必要となる。したがって、この制約条件下で、式(3-1)のパラメータ α 、 n を Powell 法で同定した。同定結果を Table 3-4 に示す。

不飽和透水係数の温度依存性は、水の粘性係数 μ (Pa s)の温度効果によるものとし、式(3-3)に $\mu(T_0)/\mu(T)$ を乗じた。ここで、 T_0 は基準温度（ここでは、飽和透水係数測定時の水温23℃）である。

Table 3-4 The fitted parameters of van Genuchten's equation when $m=1-1/n$.

	θ_s	θ_r	α	n
Toyoura standard sand (Fine sand)	0.399	0.001	0.0222	6.71
Soma silica sand (Coarse sand)	0.401	0.003	0.0781	4.36

20℃での不飽和透水係数は、後掲する Fig.3-5 中の③に示す曲線となる。

3.4.2 排水試験による推定法

不飽和土壌中の水分移動現象を解析する際には、土壌水分特性（土壌水分特性曲線と不飽和透水係数）の適切な定式化が不可欠となる。特に、これらは水分量や圧力水頭に対して非線形に変化するため、どのような定式化を行うかということが、現象の解析結果に大きく影響する。前述した土壌水分特性曲線については、砂柱法、吸引法、加圧板法、蒸気圧法など、異なる土壌水分領域に対して適切な測定法が確立されているが、不飽和透水係数の測定法は、ある程度確立されてきたものの、現在においても様々な方法が提案されている段階にある。

不飽和透水係数の精度良い測定法として、定常法（塩沢，1983）が挙げられるが、粒径の大きな土壌や低水分量の土壌に対しては、直ちに実験系内に空気が混入するため、正しい測定値を得ることができない。また、この方法は、時間と労力を要し、正確な測定値を得ること自体が非常に困難である。

最近では、前章でも触れたように、計算機の発達に伴って、One-step Outflow Method や Multi-step Outflow Method に代表されるような、土壌水分特性がいくつかのパラメータをもつモデル式で表されると仮定し、非定常水分移動現象から逆解析によって、そのパラメータを同定する方法が注目されている（例えば、Eching and Hopmans, 1993; Eching et al., 1994; Wildenschild et al., 1997）。

ここでは、均質土壌カラムを用いた重力排水試験を行い、上述法のようなモデル式を利用したパラメータ同定による土壌の不飽和透水係数の推定を試みた（中村ら，1998a）。特に、豊浦標準砂や相馬硅砂のような比較的粒径の大きな砂の不飽和透水係数が適切に得られるか否かを中心に検討した。

(1) 推定方法

① 支配方程式

飽和—不飽和土壌中の水分移動方程式は以下の Richards 式で表される。

$$\left(\frac{d\theta}{d\psi} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + K(\psi) \right] \quad (3-4)$$

ここで、 θ は体積含水率(m^3/m^3)、 ψ は圧力水頭(mH_2O)、 K は不飽和透水係数(m h^{-1})、 t は時間(h)、 z は上向き正の鉛直座標(m)である。

② 土壌水分特性曲線

土壌水分特性曲線には、前述の式(3-1)を用い、そのパラメータには Table 3-3 の値を用いた。

③ 不飽和透水係数

ここで示す推定法は、一種の One-step Outflow Method である。この方法で用いられる不飽和透水係数のモデル式には、Brooks and Corey 式(2-44)や Gardner 式(2-46)よりも、van Genuchten 式が適切であることが示されている（Russo, 1988）。したがって、不飽和透水係数は、式(3-3)に式(3-1)を代入して得られる以下の van Genuchten (1980)のモデル式で定式化されると仮定した。

$$K(\psi) = K_s \left[1 - (-\alpha\psi)^{n-1} \left\{ 1 + (-\alpha\psi)^n \right\}^m \right]^2 \cdot \left[1 + (-\alpha\psi)^n \right]^{-m/2} \quad (3-5)$$

ここでのパラメータ n , m の間には, $m=1-1/n$ という関係が存在する.

④実験方法

内径 28.6cm, 高さ 101.5cm の土壌カラム (Fig.3-4) に水を張り, 土壌を少しずつ沈降させて突き棒で締め固め, 試料が均一になるように充填させた. 豊浦標準砂 (細砂) の場合の乾燥密度は 1.55 g cm^{-3} , 相馬珪砂 (粗砂) の場合は 1.53 g cm^{-3} であった. その後, 完全飽和の状態から地下水位をある深さに設定して, 自然状態で重力排水させた. カラム上下端に 25°C の定温水を循環させ, 約 25°C の恒温室で実験を行うことにより, カラム内の温度はほぼ 25°C で均一に保たれた. 排水開始直後から深さ 90.5, 70.5, 50.5, 30.5, 10.5cm の計 5 点での圧力水頭を土壌水分計で測定した. 測定間隔は, 排水開始後 1 時間は 1 分, 1~3 時間では 5 分とし, その後は順次時間間隔を大きくした. また, スタンドパイプに取り付けられた排水口からの排水量も併せて測定した.

実験では, 細砂の場合は, 地下水位を深さ 79cm に設定し, 粗砂の場合には深さ 90cm に設定した.

⑤計算方法

支配方程式(3-4)を有限要素法 (Galerkin 法) で解析するプログラムに Powell の共役勾配法 (堀野, 1992) による最適化ルーチンを組み込んで, 不飽和透水係数のモデル式(3-5)中のパラメータ α , n を同定した. 目的関数は, 圧力水頭値がほぼ定常状態に達するまで, つまり, 細砂の場合, 排水開始から 3 時間まで, 粗砂の場合は排水開始から 30 分までの深さ 70.5, 50.5, 30.5cm での圧力水頭の実測値と計算値の 2 乗誤差とした. ここで, カラムからの排水量を目的関数に加えることは, 水がカラムからスタンドパイプを通して排水口へと流れる際に損失水頭が存在することが

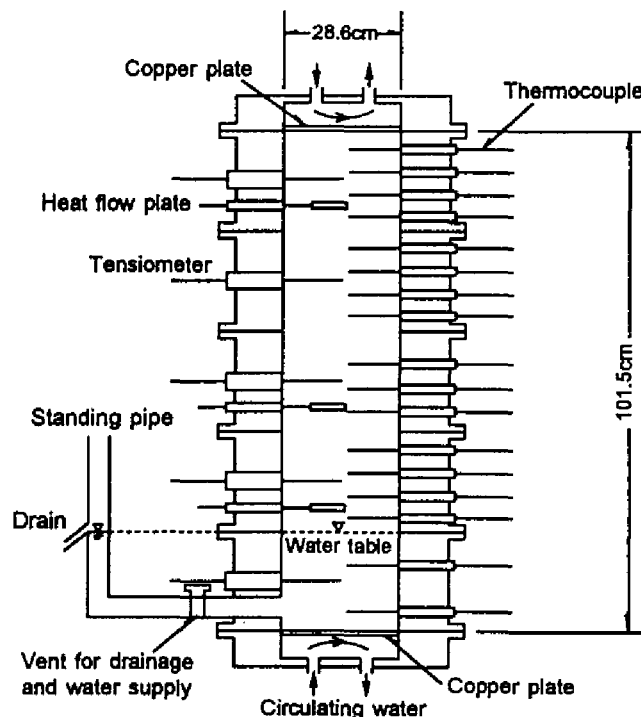


Fig.3-4 Schematic diagram of soil column for the drainage experiment.

予想されるため適切でないと考えた。なお、比水分容量には式(3-1)を偏微分したものをを用いた。

有限要素法による解析では、深さ方向に線形補間した初期圧力水頭値を初期条件とし、深さ 10.5, 90.5cm の圧力水頭値の経時変化をそれぞれ上下端境界条件とした。解析は、節点数 161, 節点間隔 0.5cm, 時間間隔 5 秒で行い、土壌水分特性曲線と不飽和透水係数の強い非線形性に対しては Picard の反復解法を用いて対処した。

(3)結果と考察

上記の方法から得られた不飽和透水係数を Fig.3-5 中の曲線①に示す。この結果の比較対象として図中に曲線②, ③を示した。曲線②は、ドット (●, ○) で示した脱水過程での定常法 (後述) による測定値に合うように式(3-5)のパラメータ α , n を Powell 法で同定した結果得られた補間式である。曲線③は、 $m=1-1/n$ という条件の下に土壌水分特性曲線の測定値から同定したパラメータ α , n (Table 3-4) を式(3-5)にそのまま当てはめたものである。それぞれのケースにおけるパラメータ値を Table 3-5 に示す。表中の 'pF curve' は、上記の推定法での計算に用いた土壌水分特性曲線のモデル式(3-1)のパラメータ (Table 3-3) を表す。

①, ②, ③の不飽和透水係数の式のうち、どれが有効であるかを考察するために、各ケースの不飽和透水係数を用いて、同定に使用した排水試験における水分移動解析 (有限要素法) をそれぞれ行った。得られた圧力水頭の経時変化を両砂についてそれぞれ Figs.3-6, 3-7 に示す。また、カラム深さ 70.5, 50.5, 30.5cm での排水開始から 24 時間後までの圧力水頭の実測値と計算値の平方平均 2 乗誤差を Table 3-6 に示す。

粗砂の定常法による測定値 (Fig.3-5 中の○) をみると、値自体がばらついており、細砂に比べて測定の信頼性は非常に低い。この測定値の補間式 (Fig.3-5②) を用いた場合は明らかに圧力水

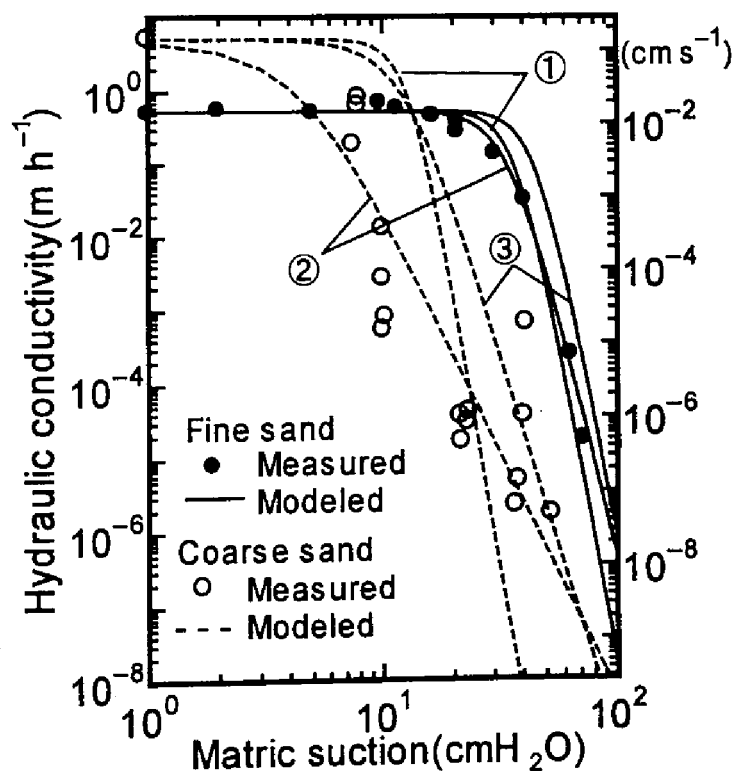


Fig.3-5 Unsaturated hydraulic conductivity curves at 20°C. Refer to Table 3-5 for ①, ②, ③.

Table 3-5 Parameters of van Genuchten's equations for soil hydraulic properties optimized by Powell method. ①, ②, ③ represent parameters of unsaturated hydraulic conductivity curves. ① are optimized from drainage experiments, ② are interpolated from measured data by steady state method, and ③ are parameters of soil water retention curves under $m=1-1/n$. "pF curve" represents parameters of soil water retention curve.

		α	n	m	θ_s	θ_r
	pF curve	0.0247	10.0	0.432	0.399	0.001
Toyoura standard sand (Fine sand)	①	0.0269	7.01	1-1/n	"	"
	②	0.0283	5.40	1-1/n	"	"
	③	0.0222	6.71	1-1/n	"	"
	pF curve	0.0916	5.63	0.472	0.401	0.003
Soma silica sand (Coarse sand)	①	0.0773	7.46	1-1/n	"	"
	②	0.199	2.83	1-1/n	"	"
	③	0.0781	4.36	1-1/n	"	"

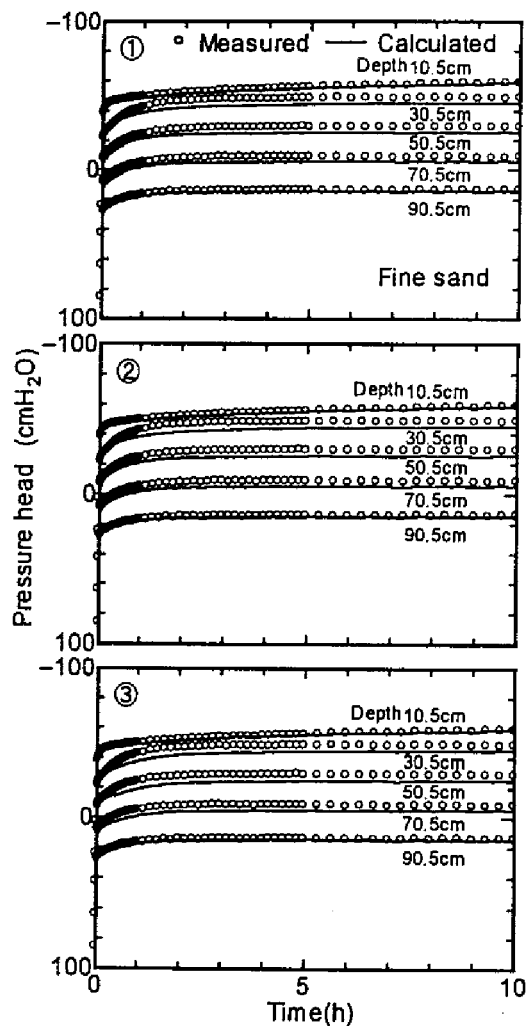


Fig.3-6 Measured and calculated changes in pressure head for fine sand column. Refer to Table 3-5 for ①, ②, ③.

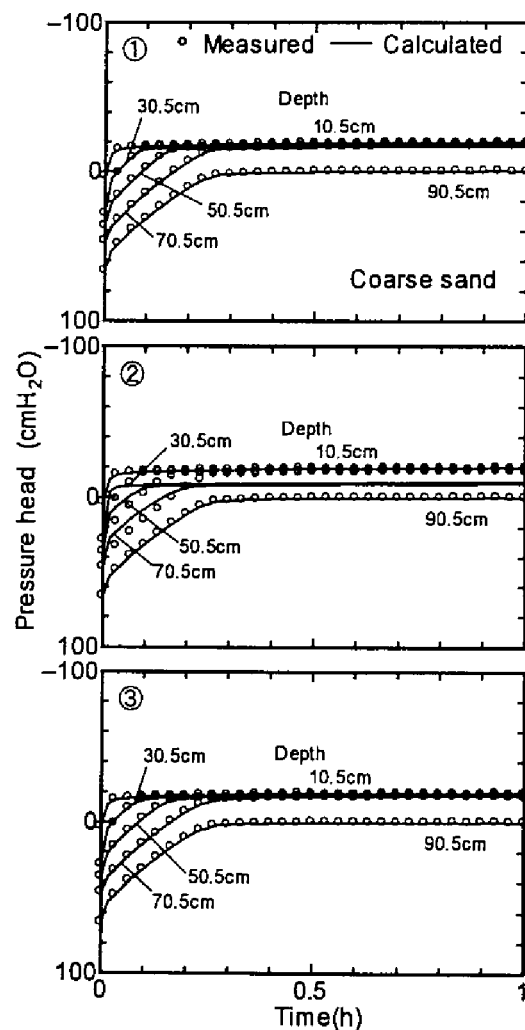


Fig.3-7 Measured and calculated changes in pressure head for coarse sand column. Refer to Table 3-5 for ①, ②, ③.

Table 3-6 Root mean square errors [cmH₂O] between measured and calculated pressure heads at various depths during 24 hours from the start of experiments. “Total” means values for all data at 70.5, 50.5, 30.5cm depth. Refer to Table 3-5 for ①, ②, ③.

	Depth	①	②	③
Toyoura standard sand (Fine sand)	70.5cm	2.34	2.49	2.86
	50.5cm	2.82	2.96	3.61
	30.5cm	2.77	3.18	3.14
	Total	2.65	2.89	3.22
Soma silica sand (Coarse sand)	70.5cm	0.454	7.50	0.635
	50.5cm	1.31	8.34	0.883
	30.5cm	0.507	6.74	0.664
	Total	0.853	7.56	0.736

頭の実測値が再現されていない (Fig.3-7②). また, 詳細にみると, Table 3-6 より, 細砂の場合, 土壌水分特性曲線のパラメータ値をそのまま用いたとき (③) に, 誤差が他のケースと比較して大きい. 上記以外の場合は, ほぼ実測値と計算値は適合しているが, 粗砂の場合に土壌水分特性曲線のパラメータ値をそのまま用いたとき (③) の誤差が最も小さいものの, 両砂とも排水試験から同定されたモデル式を用いたとき (①) に実測値との適合性が良好となっている.

以上から, 定常法では適切な測定値が得られない粗砂においても, 排水試験からの推定法によって不飽和透水係数の有効な定式化が可能であることが明らかになった.

ここで示した方法では, ある程度の土壌カラムの高さが求められるが, 重力排水を行い, 圧力水頭値を測定するという簡単な方法によって, 比較的粒径が大きな土壌の不飽和透水係数も推定することができることがわかった. 土壌カラムの高さを大きくし, 圧力水頭の測定点を増やすことにより, より広い水分量領域で信頼性のある推定が可能となると考えられる. しかし, ここで示したような砂土の場合, 100cmH₂O 程度の吸引圧以上の不飽和透水係数は $10^{-8} \sim 10^{-10} \text{ cm s}^{-1}$ 以下に低下するため, 液状水の移動量自体が極めて小さくなる. よって, 一般的な土壌水分移動を取り扱う上では, 吸引圧がおおよそ 100cmH₂O 以下の水分量領域での不飽和透水係数を精度よく得ることが肝要であり, 本方法は実用上その期待に応えられるものと思われる.

第5章では, 両砂とも Fig.3-5③を用いた. 第6章の数値解析では, 細砂に対しては, 定常法で得られた測定値を van Genuchten 式(3-5)で補間したもの (Fig.3-5②実線) を用い, 粗砂に対しては, 本推定法で得られた関数 (Fig.3-5①点線) を用いた.

3.4.3 定常法

定常法には Fig.3-8 に示す不飽和透水性測定器 (大起理化 DIK-4160) を用いた. これは吸引法によるもので, 自動圧力調節器により減圧し, 試料内に水頭差を与え, 定常に達したときの試料内に埋め込まれたテンシオメータの読み値とある時間内に流出する水量を測定することにより, 不飽和透水係数が求められる. 得られた結果は Fig.3-5 中のドットに示されている. 細砂の結果は西村・天谷 (1996) が定常蒸発法によって求めた結果と大きく異なっていない.

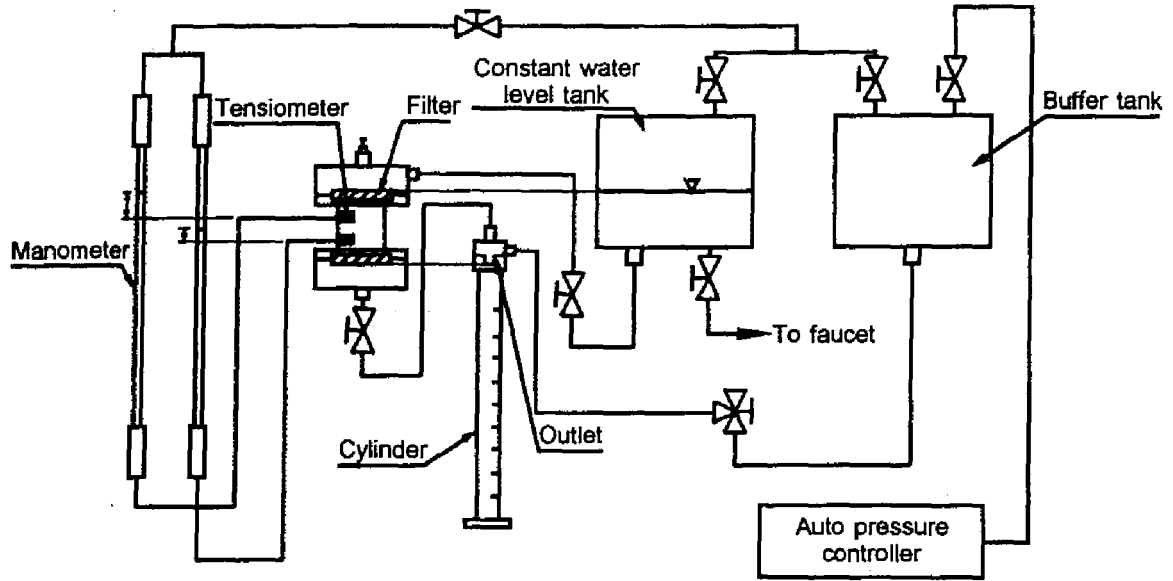


Fig.3-8 Steady method for measurement of unsaturated hydraulic conductivity of soil.

3.5 水蒸気拡散係数

水蒸気拡散係数は、水蒸気移動の駆動力の違いによって、圧力水頭勾配によるものと温度勾配によるものとに区別できる。それぞれ以下の式のように表される。

$$D_w = \rho_l^{-1} D_{atm} \tau \alpha \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \Big|_T \quad (3-6)$$

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{atm} f \zeta \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big|_p \quad (3-7)$$

式中の D_{atm} , τ , f は、

$$D_{atm} = 0.229(1 + T/273.16)^{1.75} \times 0.36 \text{ (m}^2\text{h}^{-1}\text{)} \quad (3-8)$$

$$\tau = (n - \theta)^{2/3} \quad (3-9)$$

$$f = \begin{cases} a + \theta & a > a_k, \theta < \theta_k \\ a + a/a_k & a \leq a_k, \theta \geq \theta_k \end{cases} \quad (3-10)$$

で与えた (Milly, 1984). f の計算で必要となる θ_k は、土壌中の水分の存在形態が半結合水と自由水との境界に相当する体積含水率と考え、 $pF=3$ の水分量とした。

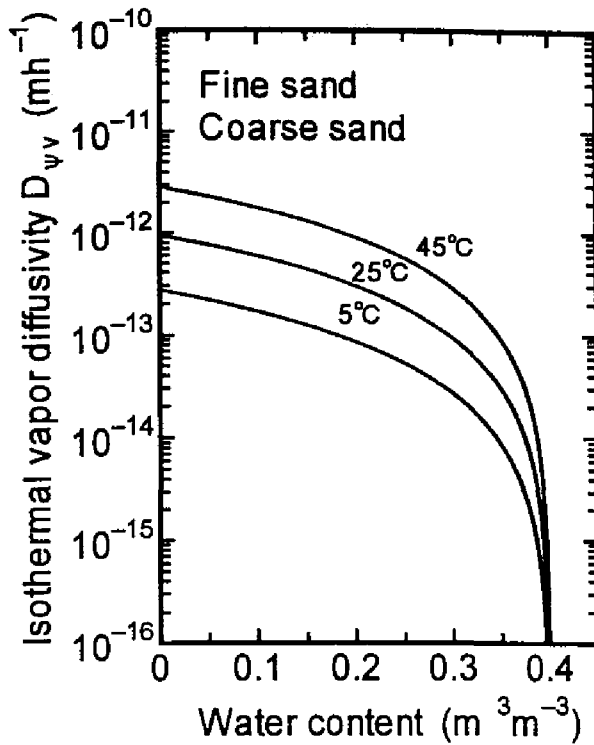


Fig.3-9 Isothermal vapor diffusivity D_{vv} of soils.

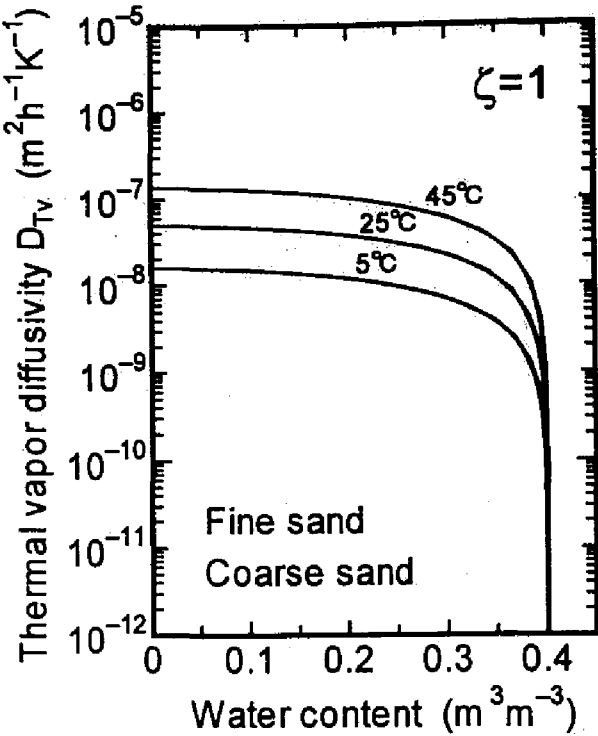


Fig.3-10 Thermal vapor diffusivity D_{tv} of soils when $\zeta=1$.

式(3-6)で表される圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数は Fig.3-9 のようになる。一方、式(3-7)で表される温度勾配による同係数については、式に含まれる ζ を決定する必要がある。 ζ の決定方法については第 5 章で詳述する。ここでは、 $\zeta=1$ のときの温度勾配による水蒸気拡散係数を Fig.3-10 に示す。

ここで、Fig.3-9 では、両砂の間隙率がほぼ等しいため、両砂の D_{vv} の値はほぼ同じであり、Fig.3-10 では、 ζ を両砂とも 1 としているため、両砂の D_{tv} は同じ値となっている。

3.6 熱伝導率

熱伝導率は、20°Cの恒温装置内で、双子型プローブ法（粕淵，1977）によって測定した。測定システムは Fig.3-11 に示すように、恒温装置、データロガー、パソコン、100cc 土壌試料、基準物質（約 1%の寒天ゲル）、ヒートプローブからなる。ヒートプローブを Fig.3-12 に示す。直径 1mm のステンレスパイプ内に熱電対とヒータが内蔵されている。

様々な水分量の土壌試料を調整し、100cc サンプラーに乾燥密度がほぼ等しくなるように充填した後、土壌試料と寒天ゲルにそれぞれプローブを鉛直に挿入する。土壌試料は所定温度の恒温装置内に静置し、温度測定開始から 7 秒後に 3V の電源電圧を与え、10 秒間通電させた。測定開始から 60 秒後までの温度を 1 秒間隔でロガーを介し測定する。

土壌中のプローブ温度を T_a 、寒天ゲル中のプローブ温度を T_b とし、それぞれの通電開始前の初期温度を T_{a0} 、 T_{b0} 、土壌の熱伝導率を λ_s 、寒天の熱伝導率を λ_b とすると、土壌の熱伝導率は以下の式で求められる。

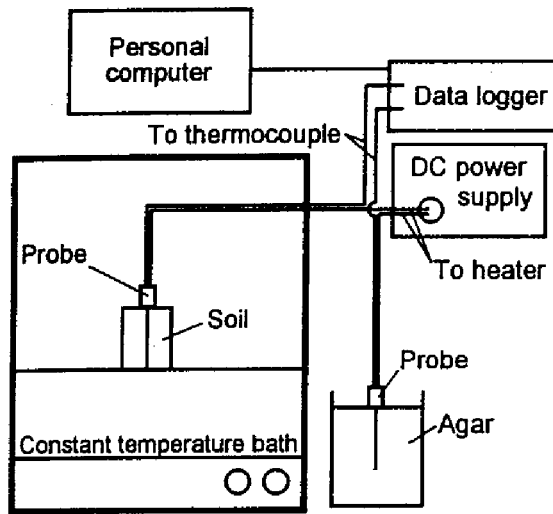


Fig.3-11 Experimental system of twin heat probes method for measuring thermal conductivity of soil.

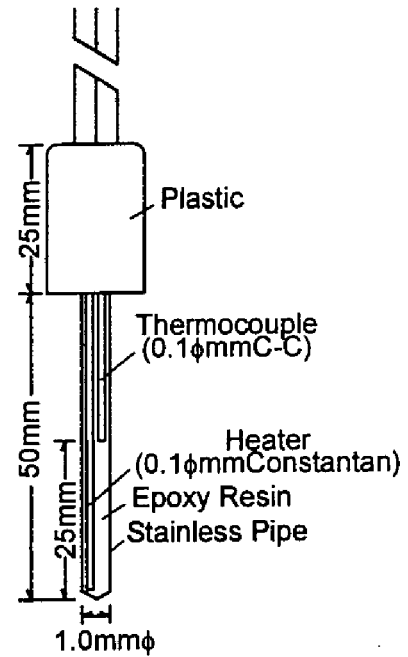


Fig.3-12 Heat probe.

$$\lambda_a = \lambda_b \frac{T_b - T_{b0}}{T_a - T_{a0}} \quad (3-11)$$

よって、両プローブの温度変化の比（横軸に $T_a - T_{a0}$ 、縦軸に $T_b - T_{b0}$ をとって描かれる直線の勾配で表される）を求めれば、寒天ゲルの熱伝導率は既知である（ $0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, 20°C ）ので、土壌の熱伝導率が得られる。

得られた測定値を次の McInnes の式（Campbell, 1987）で補間した。

$$\lambda(\theta) = A + B\theta - (A - D)\exp[-(C\theta)^E] \quad (3-12)$$

A , B , C , D , E はパラメータで、Powell の共役勾配法（目的関数： χ^2 -基準）で同定した。各試料の式中のパラメータを Table 3-7 に示す。結果を Fig.3-13 中の点線に示す。

Table 3-7 The fitted parameters of McInnes' equation for thermal conductivities of soils as a function of volumetric water content at 20°C .

	A	B	C	D	E
Toyoura standard sand (Fine sand)	0.932	2.08	22.3	0.197	1.87
Soma silica sand (Coarse sand)	0.575	2.33	17.2	0.0831	3.09

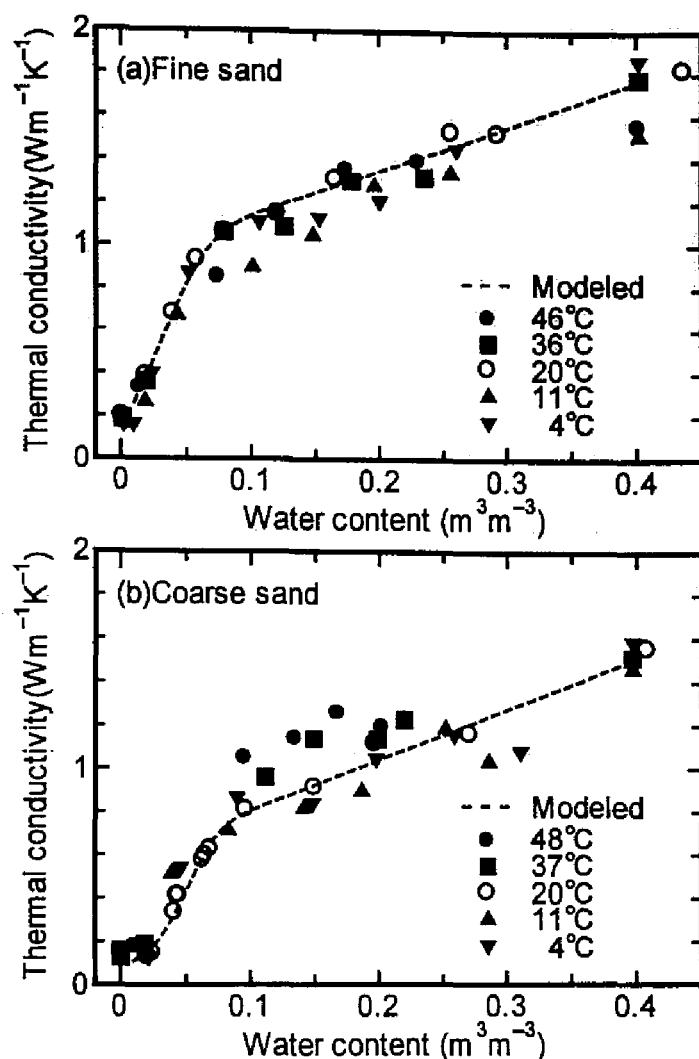


Fig.3-13 Thermal conductivity functions of soils. Dots are measured by twin probe method under various temperatures. Broken lines are interpolated using measured data at 20°C by McInnes' equation.

ヒートプローブを用いた測定法では、ヒータに電圧を与えることによって、プローブ周辺の土壌中で水蒸気移動が生じ、土壌の温度が高温であるほど、水蒸気移動による潜熱輸送が生じて測定される熱伝導率が大きくなるという報告がある（粕淵・横山，1994）。そこで、約 5, 10, 20, 35, 45°C を目安に設定した恒温装置内で、様々な土壌水分量に調整した試料の熱伝導率を双子型プローブ法で測定した。その結果を Fig.3-13 中のドットに示す。測定値には、ヒータ加熱時と降温時の平均値を用いた。温度上昇に伴う熱伝導率の増加は明確に現れなかった。これは、測定時に電圧を与えた時間を 10 秒と短くしたためと思われる。粗砂において体積含水率が 0.1~0.2 の範囲で、若干その傾向がみられるが、解析に用いた関係式（図中の点線）は、その水分量範囲内で低温での曲線に近く、水蒸気移動の影響は含まれていないと考えられる。

このように、ここで用いた熱伝導率と体積含水率の関係式に含まれる水蒸気移動の影響は小さく、土壌自体の真の熱伝導率 λ を表しているものと考えた。

3.7 その他の特性値

両砂の比熱、密度、中央粒径、飽和透水係数を Table 3-8 に示す。比熱はレニョー熱量計を用いて計測し、飽和透水係数は細砂については変水位試験、粗砂については定水位試験によって測定した。

その他、飽和水蒸気密度、液状水密度、水蒸気比熱、液状水比熱、水の粘性係数といった諸量の温度に対する変化は、便覧（国立天文台，1992；日本機械学会，1986）のデータをもとに多項式で補間した。

Table 3-8 Physical properties of soils.

	Specific heat (J kg ⁻¹ K ⁻¹)	Density (g/cm ³)	Median particle size(mm)	Saturated hydraulic conductivity(cm s ⁻¹)
Toyoura standard sand (Fine sand)	726	2.64	0.2	1.6×10^{-2}
Soma silica sand (Coarse sand)	759	2.64	0.8	1.5×10^{-1}

第4章

地下水位変動型成層土壌中の熱・水分移動特性

4.1 概 説

ATES の効率的な運用のためには、蓄熱効率、つまり、熱回収率を上げるための技術を確立し、地域特性に応じた効率的な蓄熱を行うことが不可欠となる。その1つの手段として、灌漑排水技術を利用した地下土層の改良が考えられる。つまり、土壌の熱伝導率が低水分量ほど小さいことを利用し、例えば、地下排水によって、地下土層中に水分量の少ない土層を形成することにより、その土層が帯水層中に貯えられた熱エネルギーの損失に対して断熱効果の役割を果たすのではないかと考えた。

本章では、土壌層内に低水分量領域を設定するために、粒径の異なる土壌によって2層に成層化させた土壌カラムを用いた実験を行った。実験データよりカラム内の熱・水分移動特性を考察して、土壌層内の低水分量領域が熱損失を抑制する可能性について検討した（中村ら，1995）。

なお、本章においては、実験継続中のカラム内水位の変動を許容した実験（地下水位変動型実験）を行った。これは、不透水性境界で囲まれているような地下水盆での比較的小規模な ATES において、温度勾配下の水分移動によって地下水位が変動するような状況を想定している。

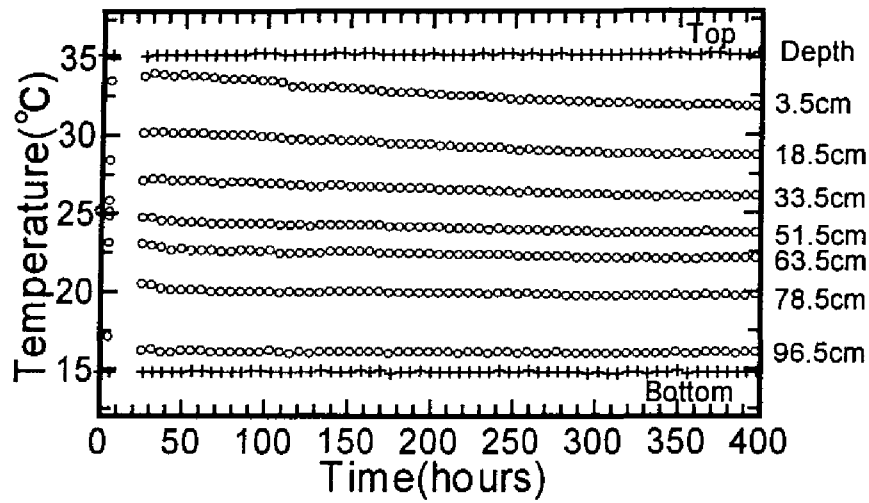
4.2 実験結果

4.2.1 温度変化

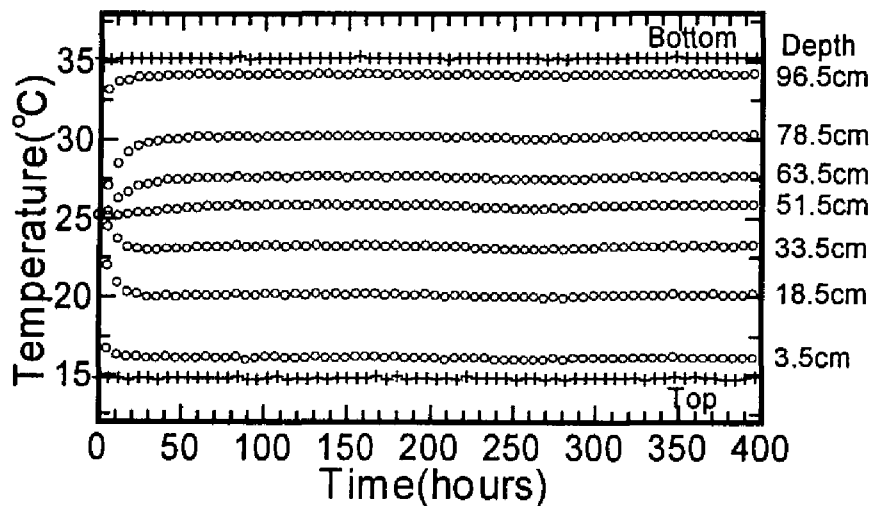
温度差を 20℃に設定した場合の実験開始後のカラム内温度経時変化例を、ケース W, D についてそれぞれ Figs.4-1, 4-2 に示す。深さ 3.5, 18.5, 33.5cm での値が上層での値を示し、その他が下層の温度を示している。

両ケースとも、上端が高温の場合に、カラム上部での温度が一旦ピークをもち、その後徐々に低下していることがわかる。また、ケース W で上端を 40℃、下端を 10℃に設定した場合と、ケース D で上端を 45℃、下端を 5℃に設定した場合の温度変化をそれぞれ Figs.4-3, 4-4 に示すが、温度差が大きくなると、深さ 3.5cm で温度低下の後、上昇する傾向にある。ピーク後の温度低下の割合は、上下端温度差が大きくなるほど大きく、上昇に転じる時間も、温度差が大きいほど早かった。

このような現象は、以下のように説明される。まず、温度勾配によって、土壌水分が高温側から低温側へ移動するため、特にカラム上端付近での水分低下が激しく、これに伴って、土壌の熱伝導率が低下する。次に、定常状態に近づくには、熱フラックスが一定に保たれようとするため、

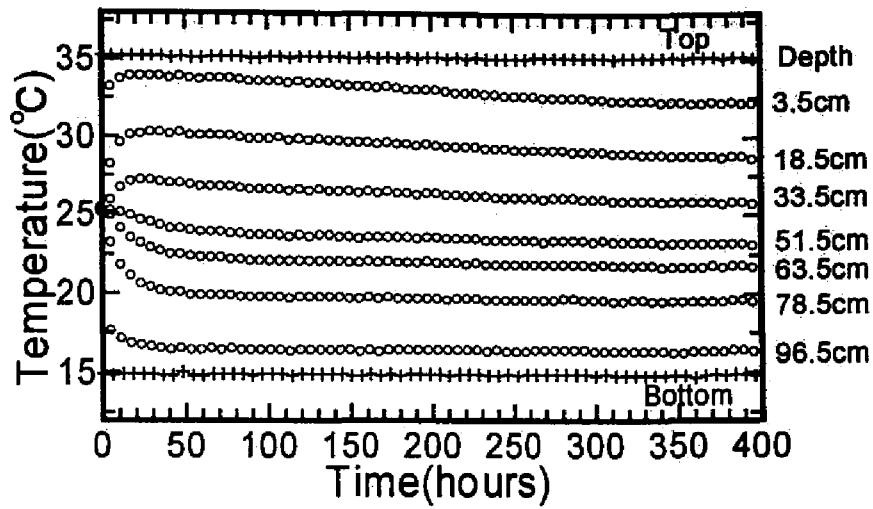


(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom

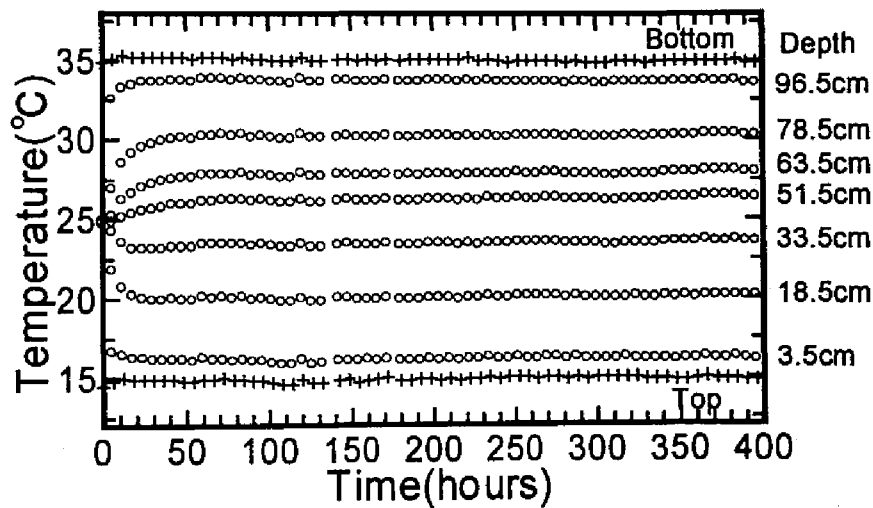


(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-1 Temporal changes in temperatures in soil column for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case W).



(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom



(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-2 Temporal changes in temperatures in soil column for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case D).

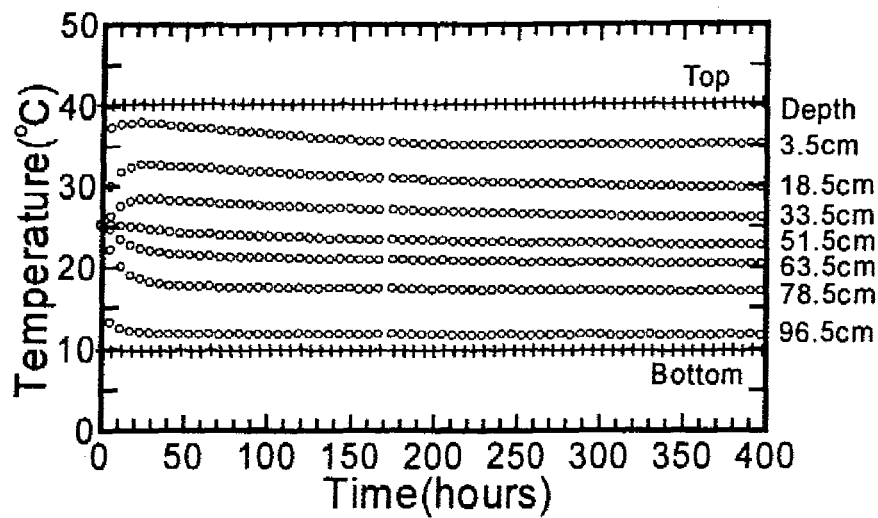


Fig.4-3 Temporal changes in temperatures in soil column for the case of 40°C at the top and 10°C at the bottom (Case W).

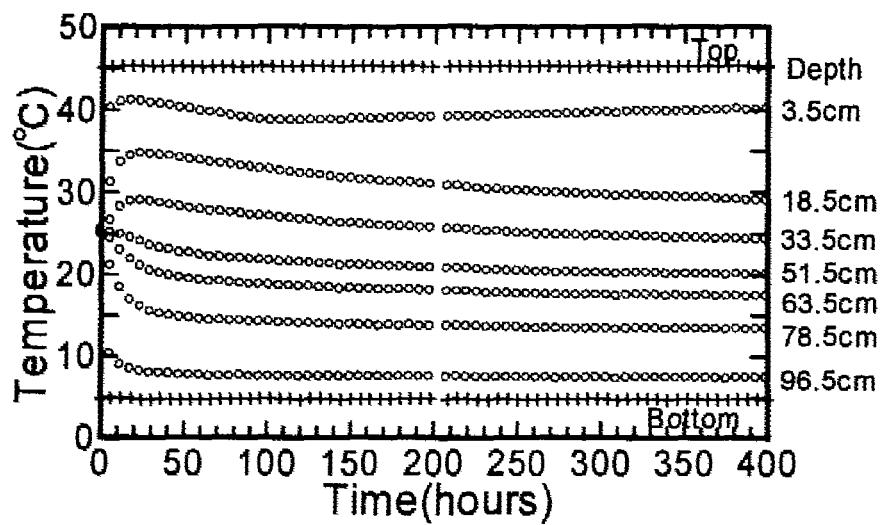
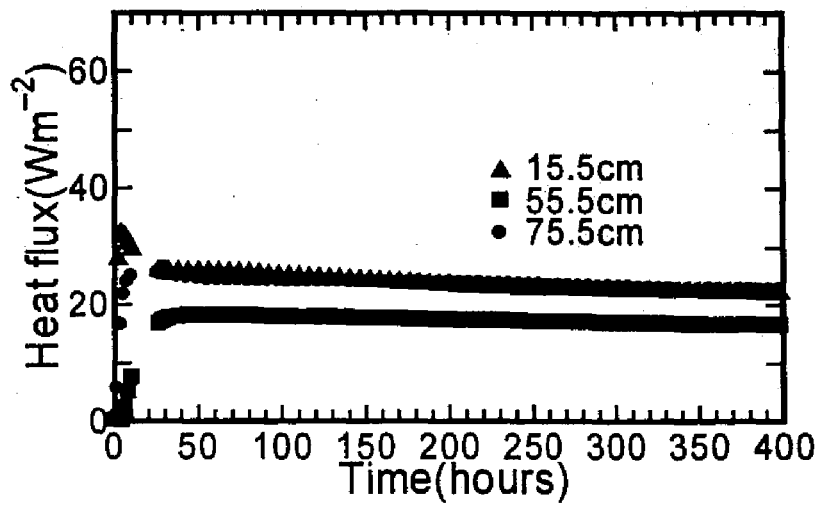
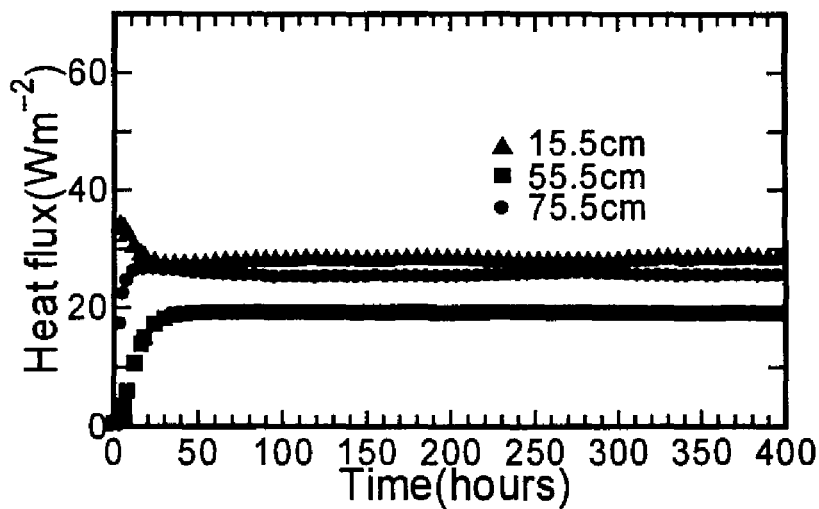


Fig.4-4 Temporal changes in temperatures in soil column for the case of 45°C at the top and 5°C at the bottom (Case D).



(a) 35°C at the top, 15 °C at the bottom



(b) 15°C at the top, 35 °C at the bottom

Fig.4-5 Temporal changes in heat fluxes at various depths for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case W).

熱伝導率の低下を補うように、温度勾配が増加し、温度が低下する。さらに、その後の温度上昇は、カラム全体を通る熱フラックスの減少（後述）を反映して、上端近傍の温度勾配が小さくなる方向に変化するわけである。

一方、下端が高温の場合は、両ケースとも実験開始から 20～50 時間でカラム内温度はほぼ定常に達している。また、温度差が大きい場合においても、少なくとも 100 時間経過後には定常に達した。これは、温度勾配による水分移動の方向が重力方向と逆であること、不飽和帯が低温側となり、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数が低温ほど小さくなることにより、水分移動量が上端が高温の場合よりも小さく、温度場の形成に与えた水分移動に伴う熱移動の影響が小さかったためと考えられる。

このように、温度の経時変化より、温度勾配による水分移動によって、土壌水分状態が変化し、その水分状態が温度場に影響を与えるという、複雑な同時移動現象がカラム内で生じていることが推察される。

温度差が 20℃での実験開始後の熱フラックス経時変化例をケース W について Fig.4-5 に示す。ケース D の場合は、Fig.4-5 とほぼ同じ傾向を示した。

上端が高温の場合、実験開始後一旦上昇した後、深さ 15.5cm での値が、1 時間あたり、ケース W で 0.0109 W m^{-2} 、ケース D で 0.00889 W m^{-2} というほぼ一定の割合で低下している。この低下割合は、温度差が大きくなるほど大きかった。これは、高温である上端側の水分が下方へ移動し、それに伴う土壌の熱伝導率の低下に影響されて生じた現象である。一方、下端が高温の場合は、温度変化と同様、実験開始から 50 時間後にはほぼ定常に達している。

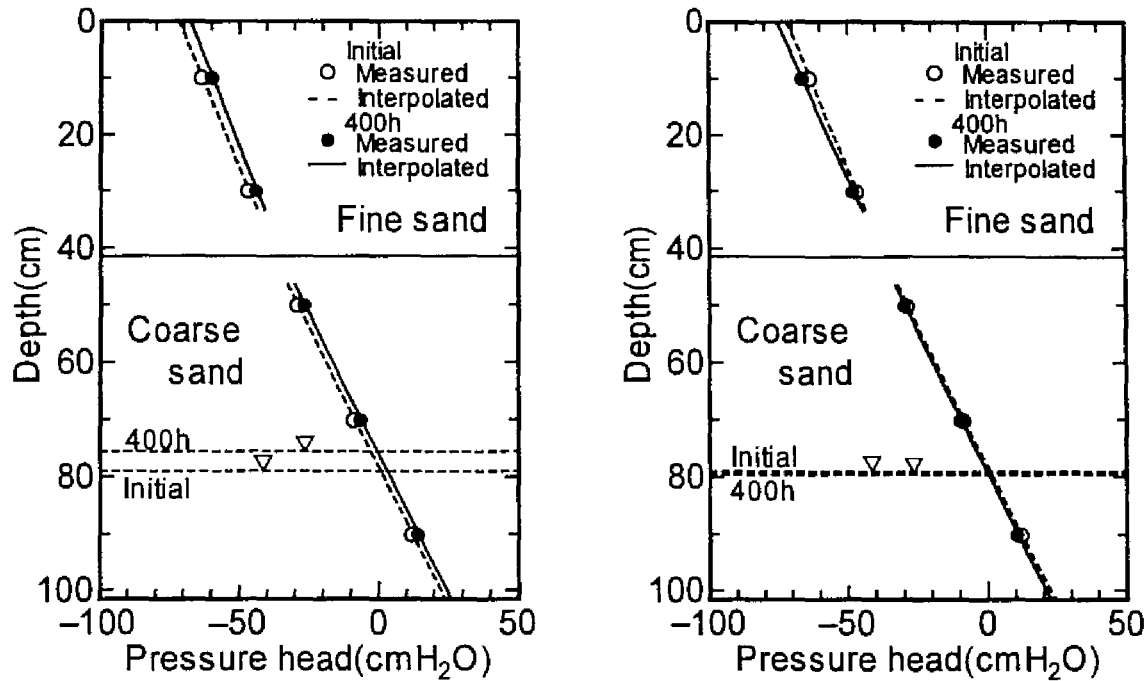
また、すべての実験において深さ 55.5cm での値が、他の 2 点に比べて小さいが、これは、温度場が完全には定常に達していないこと、実験カラム側方からの熱損失が存在することなどによるものと考えられる。

4.2.2 圧力水頭変化と地下水位変化

温度差が 20℃の場合の実験開始時と実験開始から 400 時間後のカラム内の圧力水頭プロファイル例を両ケースについて Figs.4-6, 4-7 に示す。図中の○と●がそれぞれ実験開始時と 400 時間後の実測値であり、横の実線は、上・下層の境界面を表し、横の破線は初期カラム内水位と 400 時間後にスタンドパイプに現れたカラム内水位を表す。

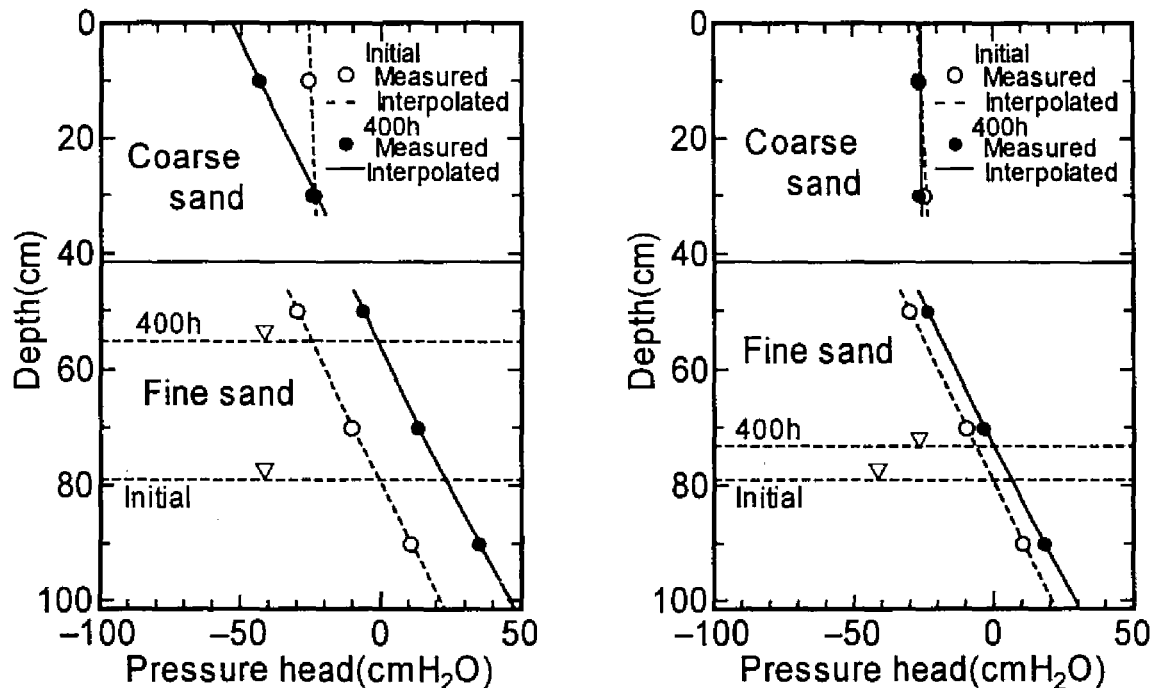
ケース W での初期状態では、実測値が地下水面から土壌水分計までの高さにほぼ応じた負圧をとっていることから、少なくとも地下水面から深さ 10.5cm までは毛管水帯に含まれていることがわかる。400 時間経過後には、上端が高温の場合、下方への水分移動によって、地下水面が上昇し、その分だけ全体的に圧力水頭は増加している。この下方への水分移動は、温度勾配によるもの他に、例えば、藤縄（1988）は浸透流速がその水温によって変化するの、水の動粘性係数の温度依存性を示しているが、この場合、温度上昇に伴う水の粘性度の低下により重力方向へ水が移動した分も含まれていると考えられる。一方、下端が高温の場合は、わずかであるが上方への水分移動が生じ、水面の低下分だけ圧力水頭は減少している。

ケース D では、初期状態のプロファイルから、上層部が懸垂水帯であることがわかる。400 時間後には、上端が高温の場合、ケース W と同様に、下方への水分移動によって地下水面が上昇し、下層部では圧力水頭がほぼその分だけ増加している。上層部では、負圧側に変化しており、カラ



(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom (b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-6 Changes in pressure head profiles in soil column between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case W).



(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom (b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-7 Changes in pressure head profiles in soil column between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case D).

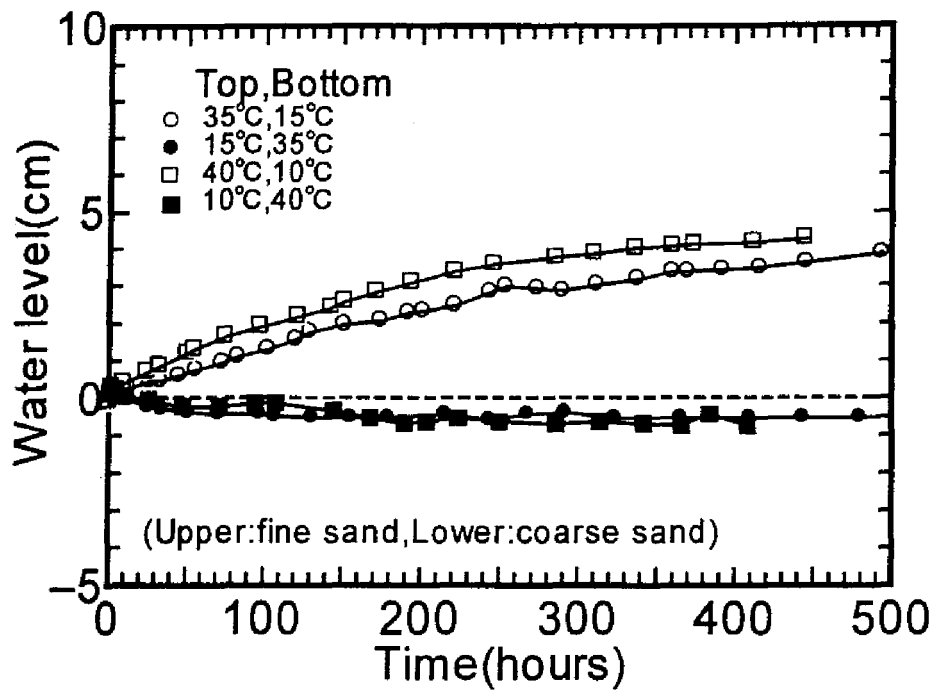


Fig.4-8 Temporal changes in water level from the initial elevation (Case W).

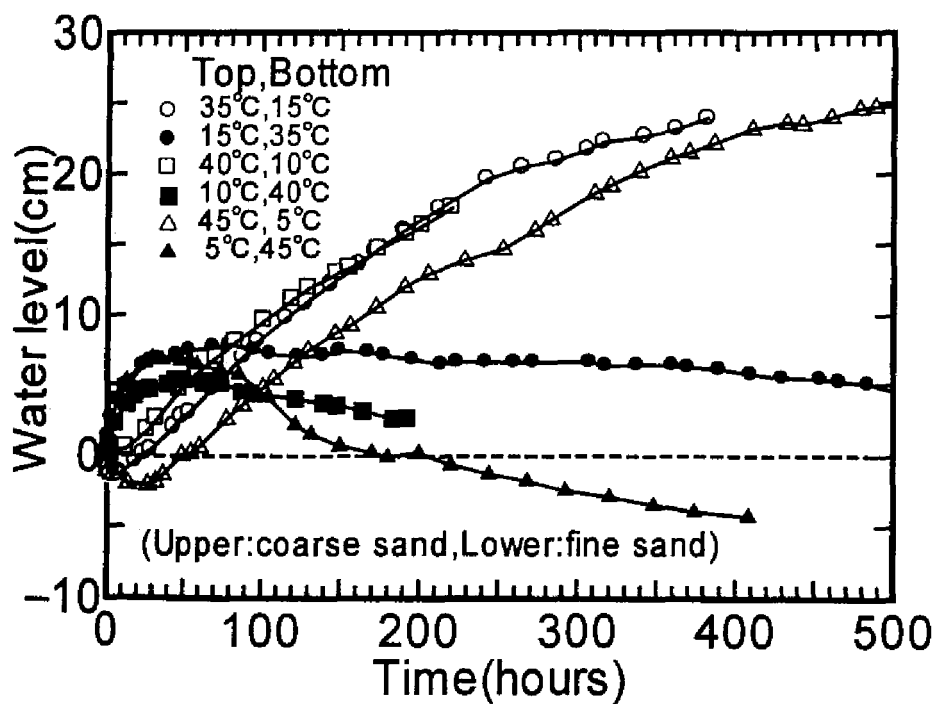


Fig.4-9 Temporal changes in water level from the initial elevation (Case D).

ム全体として毛管水帯に含まれるような分布を示している。一方、下端が高温の場合は、400 時間後の地下水面は、後述する Fig.4-9 中の●印に示すように、その変化は低下傾向にあるが、初期水位より約 5.7cm 高く、下層部では、圧力水頭もその分だけ正圧側に変化している。この理由として、下端側の水の温度変化による体積膨張が、その一因と考えられるが、カラム内温度が変化する間もなく、実験開始直後から地下水位が上昇し始めたため、この要因のみでは説明できない。また、上層部では、深さ 30.5cm での値が 2.04cmH₂O 低下しているが、この変化量は、圧力水頭の温度依存性による変化量（式(3-2)によると、約 0.31cmH₂O 低下する）より大きいことから、温度勾配による上方への水分移動によって、この層の水分量が低下していることがわかる。

なお、Figs.4-8, 4-9 は、両ケースの実験開始後のスタンドパイプに現れた地下水位の変動状況を初期地下水位を基準として示したものである。温度勾配の向きと大きさによって異なるが、ある時間を境にして、上端が高温の場合は地下水位が上昇し、下端が高温の場合は低下しており、これに注目すれば、どの実験ケースにおいても、高温側から低温側へ水分が移動しており、これが主に温度勾配によるものであることは明らかである。ただし、先にも触れたが、実験開始直後から地下水位が上端が高温の場合に一旦低下し、下端が高温の場合に一旦上昇する現象の詳細については、現在のところ不明である。

4.3 蓄熱効果に関する考察

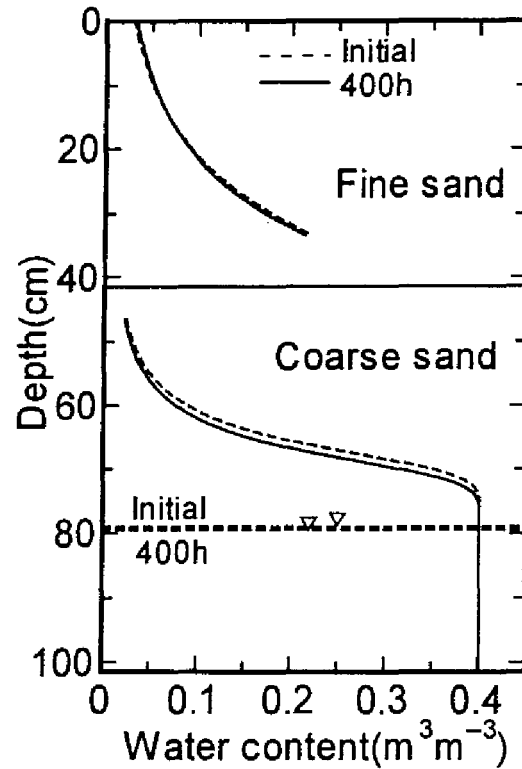
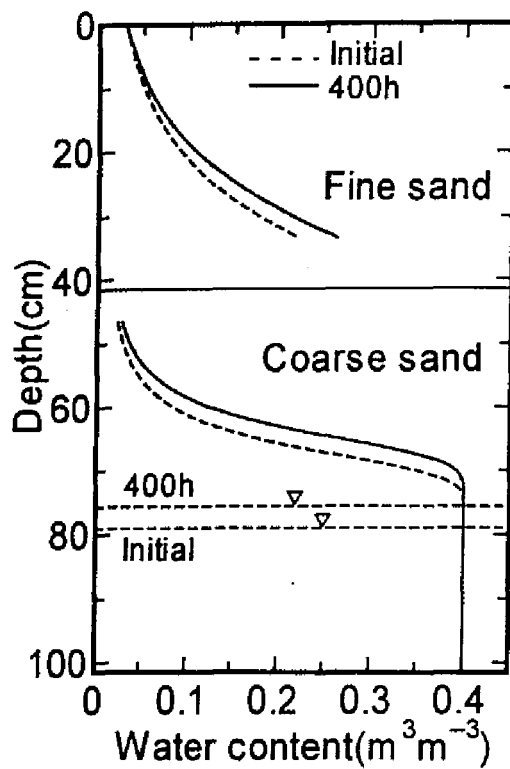
4.3.1 評価方法

帯水層中に貯えられた熱エネルギーは、不飽和帯での水分移動によっても失われることが予想される。したがって、ここでは、カラム内の水分移動に伴う熱移動の大きさを評価するために、簡単な計算を行った。まず、熱流板から得られた熱フラックス値を実測された温度勾配で除すことによって、熱伝導率を計算した^{章末注1}。ここで、熱流板から得られる値は、液相、気相での水分移動（以下、移流と呼ぶ）に伴う熱の流れもカウントしていると考えられるため、計算された熱伝導率には、土壌の固相、液相自体の熱伝導成分だけでなく、移流に伴う熱移動も加味されている。ここでは、これを見かけの熱伝導率と呼ぶ。一方、圧力水頭値を温度依存性を考慮した土壌水分特性曲線によって水分量に変換し、さらに、双子型プローブ法によって測定された水分量と土壌の熱伝導率の関係式（Fig.3-13 中の点線）から、カラム内の熱伝導率を求めた。この熱伝導率は、土壌自体の熱伝導成分のみからなるものと考えられるため、ここでは、これを真の熱伝導率と呼ぶ。したがって、ここで計算された2つの熱伝導率の差が移流に伴う熱移動の寄与分を反映している。ここで、圧力水頭は Figs.4-6, 4-7 中の実線のように補間した^{章末注2}。

4.3.2 水分移動に伴う熱損失

まず、圧力水頭を Figs.4-6, 4-7 中の点線、実線のように補間し、式(3-1)、(3-2)を用いて計算されたカラム内の体積含水率プロファイル例を上下端温度差が 20℃の場合の両ケースについて Figs.4-10, 4-11 に示す。これらの図より、ケース W では下層の粗砂層の一部が、また、ケース D では上層の粗砂層の全部が低水分量に設定されていることがわかる。

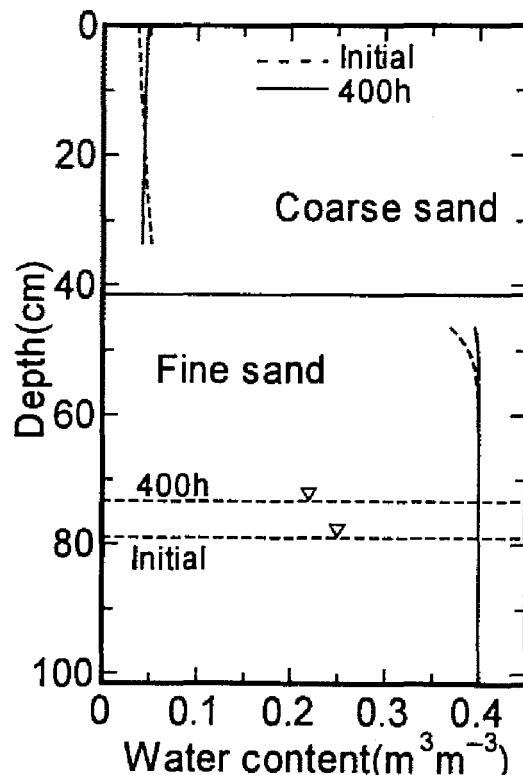
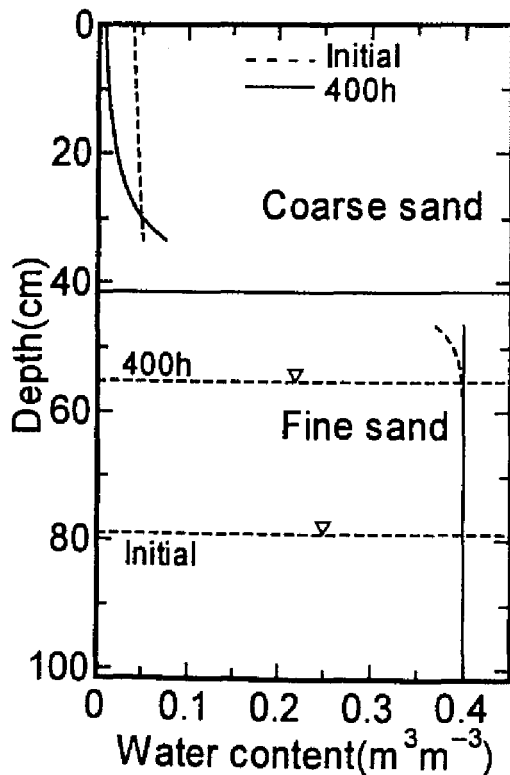
次に、計算より得られた熱伝導率プロファイル例を、上下端温度差が 20℃の場合の両ケースについて Figs.4-12, 4-13 に示す。実線が真の熱伝導率、●が見かけの熱伝導率を表している。



(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom

(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

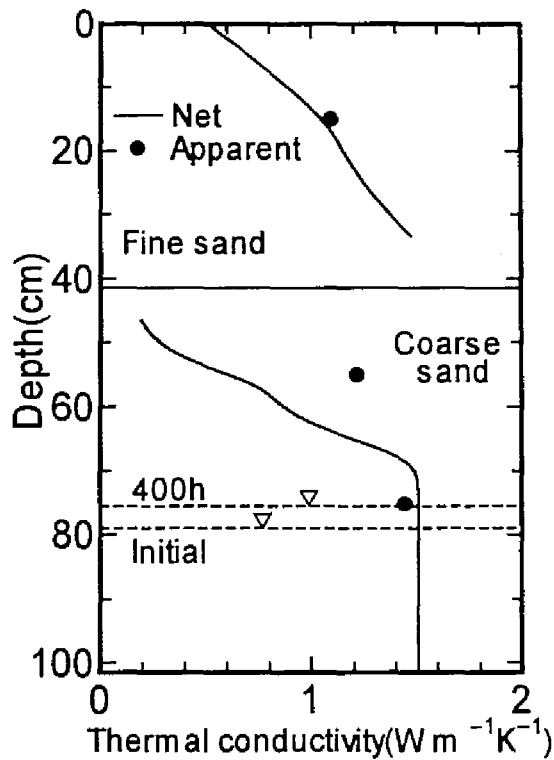
Fig.4-10 Changes in volumetric water content profiles in soil column between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case W).



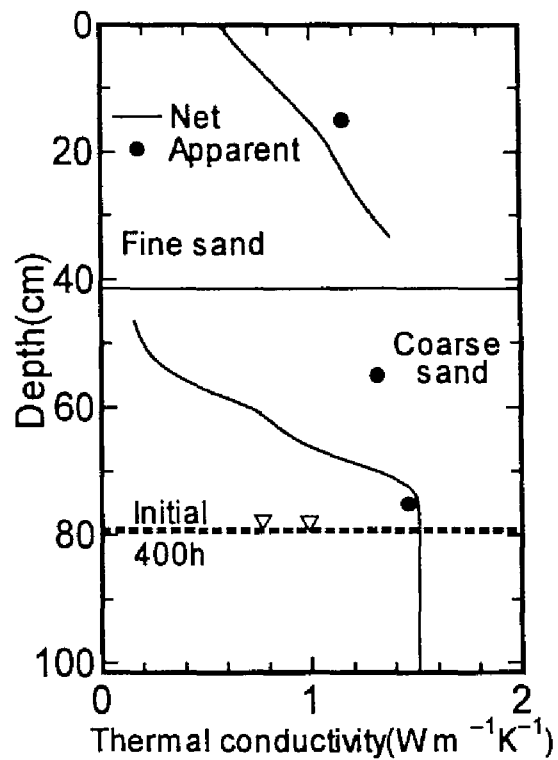
(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom

(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-11 Changes in volumetric water content profiles in soil column between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case D).

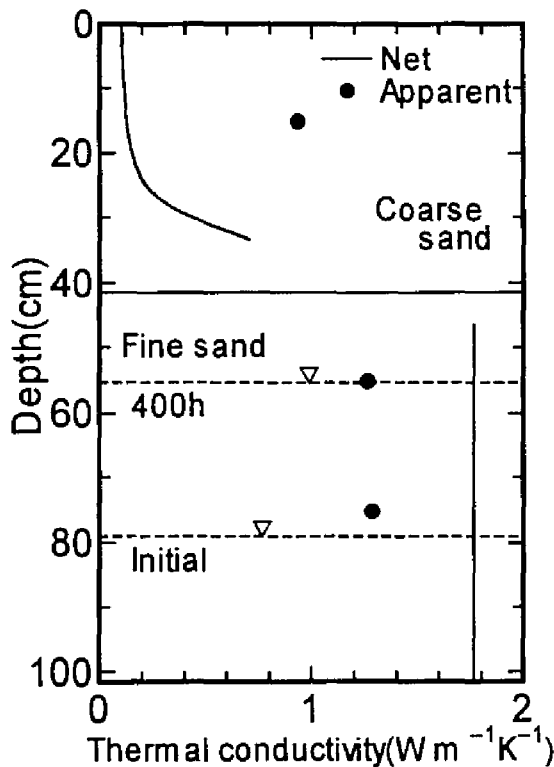


(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom

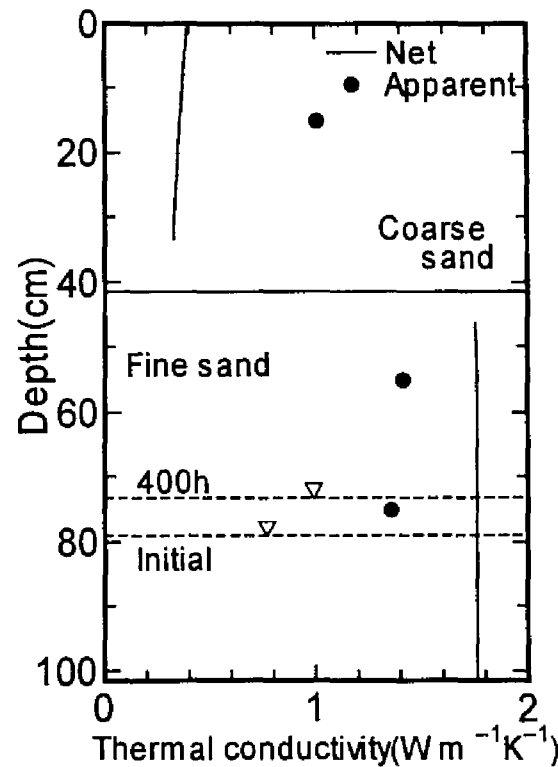


(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-12 Thermal conductivity profiles in soil column at 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case W).



(a) 35°C at the top, 15°C at the bottom



(b) 15°C at the top, 35°C at the bottom

Fig.4-13 Thermal conductivity profiles in soil column at 400h after the start of measurements for the case of 20°C temperature difference between both ends (Case D).

ケース W では、上層の細砂層での見かけの熱伝導率が、真の値とほぼ一致しており、この層で、移流に伴う熱移動量が小さいことがわかる。一方、下層の粗砂層では、見かけの値が真の値を大きく上回っており、粗砂層において移流に伴う熱移動量が多いことが推測される。また、飽和帯付近での移流は小さいはずであるが、確かに、両熱伝導率はほぼ一致している。

ケース D では、上層の粗砂層で同様に移流効果が大きいことがわかる。下層の細砂層で、見かけの値が小さくなっているのは、この部分で、土壌の熱伝導率（約 $1.8 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）と熱流板の熱伝導率（ $0.1488 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）の差が最大となり、測定された熱フラックスが過小評価されたためである。

このように、両ケースとも、特に、粗砂層に設定された低水分量領域において水分移動（主に水蒸気移動と考えられる）が生じ、これに伴って熱が移動するため、見かけの熱伝導率が真の値を大きく上回っている。つまり、粒径の大きな土層では、一部あるいは全部が低水分量領域となり、真の熱伝導率が小さく抑えられる一方、その部分で、移流に伴う熱移動が補完的に働くため、見かけの熱伝導率は低下しないことが明らかになった。このことは、現場において地下排水などにより、土層中に水分量の小さい層を形成することによって熱伝導率を低下させても、水分量が小さいほど水蒸気移動の場が拡大し、水蒸気が移動しやすくなるため、それに伴って熱移動が生じることを示している。したがって、少なくとも、本実験で用いた試料においては、はじめ期待した帯水層の蓄熱効率の向上はみられないことが予想される。

4.4 結 語

本章では、帯水層熱エネルギー貯留における熱損失抑制技術開発のための基礎研究として、低水分量領域を土層中に設定することにより形成される熱伝導率の低い土層が、帯水層からの熱損失を抑制するかどうかを粗砂と細砂の 2 種類の土壌で成層化させたカラムを用いた室内実験から検討した。

その結果、カラム内では、温度勾配による水分移動が生じ、これが温度場に影響を与えていることが確認された。また、特に低水分量領域となる粗砂層において水分移動に伴う熱移動が補完的に働くため、見かけの熱伝導率は低下せず、低水分量領域を設定することによる帯水層からの熱損失抑制効果は得られないことがわかった。

注 1) 熱フラックスの実測値には、実験カラム側方からの熱損失が含まれているが、ここで用いた実験カラムの熱損失係数（堀野ら（1992）によると $7.8 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ）を用いて、実測熱フラックスに対する熱損失による横方向への熱フラックスの割合を計算した結果、最大でも境界付近での約 12% であり、計算される見かけの熱伝導率への影響は小さいとした。

注 2) 上層と下層の境界面での圧力水頭は、中野（1991）が示しているように、滑らかに連続するはずであるが、5 点の実測値より境界付近の変化を補間するのは困難である。また、境界付近の圧力水頭値は本章の論旨に大きな影響は及ぼさないため、補間は行わなかった。

第5章

地下水位一定型成層土壌中の熱・水分移動特性

5.1 概説

前章で行った地下水位変動型実験においては、特に地下水位が上昇する場合に不飽和帯が減少し、不飽和帯での熱・水分移動に関する情報が得られにくいという欠点があった。そこで、ここでは、同様に成層化させたカラムを用いて、地下水位を低下させて不飽和帯を拡大し、さらに、実験中の地下水位を常に一定に保った実験を行った。これは、ATES の対象となる帯水層において、周囲の帯水層あるいは河川、海などとの水の出入りがあり、地下水位が一定に保たれるような状況に相当する。

本章では、特に、実験カラム中で生じている水分移動・熱移動がどのような駆動力によって引き起こされているのかを、定常に近い状態（準定常状態）について、これまで提案されてきた理論（Milly, 1982）に基づいて解析した（中村ら, 1996）。また、粒径の比較的大きな砂土の温度勾配による水蒸気移動量を支配するパラメータに関しても考察し、こうした土層中での熱・水分移動形態について検討した。

5.2 熱・水分移動理論

5.2.1 水分移動

水分フラックス q_w ($\text{kg m}^{-2}\text{h}^{-1}$)は、液状水移動 q_l と温度勾配による水蒸気移動 q_{vT} 、圧力水頭勾配による水蒸気移動 $q_{v\psi}$ からなる。液相、気相の強制対流がなく、土壌の固相、液相、気相の温度が等価であると仮定すると、水分フラックスは以下の式で表される。

$$\begin{aligned} q_w &= (-\rho_l K \nabla \psi - \rho_l K \nabla z) - \rho_l D_{Tv} \nabla T - \rho_l D_{v\psi} \nabla \psi \\ &= q_l + q_{vT} + q_{v\psi} \end{aligned} \quad (5-1)$$

ρ_l は液状水密度(kg m^{-3})、 K は不飽和透水係数(m h^{-1})、 ψ は圧力水頭(mH_2O)、 z は鉛直座標（上向きを正とする）(m)、 D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数($\text{m}^2\text{h}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 T は温度(K)、 $D_{v\psi}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数(m h^{-1})である。

温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{Tv} は、

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{\text{atm}} f \zeta \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_\psi \quad (5-2)$$

で表され、ここで、 D_{atm} は大気中の水蒸気分子拡散係数(m^2h^{-1})、 f は液島を考慮した補正係数、 ζ は元来、局所的間隙内の温度勾配に対する補正係数(式(2-11)参照)である(Philip and de Vries, 1957). 式に含まれる ζ と f の積は β で表され、水分量と温度によって変化する. Jury and Letey (1979)はさらに、液状水と水蒸気の熱伝導率の違いを補正する係数 ξ を導入している. また、Philip and de Vries (1957)は、マスフローファクター ν を考慮しているが、常温では空気の ν は1に近い. β に関するレビューには、塩沢(1991)の報告があるが、 β の大きさは、その評価方法によって変化し、物理的に表現する段階には至っていない. これらの詳細は第2章で既述した.

水分移動の機構として、他に液状水の自然対流が考えられる. 飽和多孔体中の自然対流については、次式で表される Rayleigh 数 Ra が 4π 以下であれば、その影響はないとされる(Combarous and Bories, 1975).

$$Ra = \frac{K_s \alpha \rho_l c_l}{\lambda} H \Delta T \quad (5-3)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数(m h^{-1})、 α は流体の体積膨張係数(K^{-1})、 c_l は液状水比熱($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 λ は土壌の熱伝導率($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 H は層の高さ(m)、 ΔT は上下端の温度差(K)である. 今回実験に用いた試料の場合、Rayleigh数は 4π 以下であった. また、不飽和帯での液状水の自然対流は飽和帯のそれに比べて明らかに小さいと考えられる. さらに、不飽和帯での水蒸気を含む気相の移流も考えられるが、気相中の水蒸気拡散と分離することは困難である. ここでは、この移流による水蒸気移動を支配する係数は、水蒸気拡散係数に含められるものとし、その詳細については後に考察する.

5.2.2 熱移動

温度勾配下にある土壌中に生じる熱フラックス q_h (W m^{-2})は、熱伝導によるもの q_{hc} 、水蒸気移動に伴う潜熱輸送(温度勾配によるもの q_{hLvT} 、圧力水頭勾配によるもの $q_{hLv\psi}$)、水分移動に伴う顕熱輸送(q_l によるもの q_{hsl} 、 q_{vT} によるもの q_{hsvT} 、 $q_{v\psi}$ によるもの $q_{hsv\psi}$)からなると考えられる(de Vries, 1958).

$$\begin{aligned} q_h &= -\lambda \nabla T - \rho_l L D_{Tv} \nabla T - \rho_l L D_{\psi v} \nabla \psi + c_l (T - T_0) q_w \\ &= q_{hc} + q_{hLvT} + q_{hLv\psi} + (q_{hsl} + q_{hsvT} + q_{hsv\psi}) \end{aligned} \quad (5-4)$$

ここで、 λ は土壌自体の熱伝導率($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 L は温度 T での水の蒸発潜熱(J kg^{-1})、 c_l は液状水比熱($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 T_0 は基準温度(K)である.

5.3 結果と考察

以下では、冬季における ATES を想定して、下端が高温、上端が低温の場合を中心に考察する。

5.3.1 温度と圧力水頭・体積含水率

上端が 5℃、下端が 45℃ の場合のケース WC、DC におけるカラム内温度のプロファイルを Fig.5-1 に示す。下端が高温、上端が低温の場合は、層序に関わらず、実験開始約 50 時間後には、ほぼ定常に達した。

同温度条件下における実験開始時と 400 時間経過後の圧力水頭のプロファイルをそれぞれ Fig.5-2 中の○、●で示す。また、これを式(3-1)、(3-2)によって体積含水率に変換したものを Fig.5-3 に示す。

圧力水頭について、ケース WC では、初期状態において、深さ 50.5cm での値が水面からの高さに応じた値ではないことから、この深さ付近では毛管水帯との水理学的連続性が途切れ、懸垂水帯となっていることがわかる。また、細砂層では地下水面からの高さに応じた値ではなく、深さ 10.5cm と 30.5cm の値の差がほぼ 20cmH₂O であることから、細砂層内に毛管水帯の一部（上座毛管水帯）が形成されていることがわかる。圧力水頭の変化の大きさは、温度勾配の大きさに関わらず小さいが、これは、温度変化に伴う圧力水頭の変化（式(3-2)参照）と水分移動に伴う圧力水頭の変化が互いに逆方向を示し、全体として変化量が相殺されることがその一因として考えられる。すなわち、圧力水頭の温度変化分程度の水分移動により、Fig.5-3(a)に示す水分量変化が生じたことがわかる。

一方、ケース DC では、初期状態の圧力水頭プロファイルから、上層の粗砂層が懸垂水帯に属していることがわかる。圧力水頭変化は、下層の細砂層で小さく、上層の粗砂層においても、変化量はわずかであるが、Fig.5-3(b)から、上方への水分移動が生じていることがわかる。

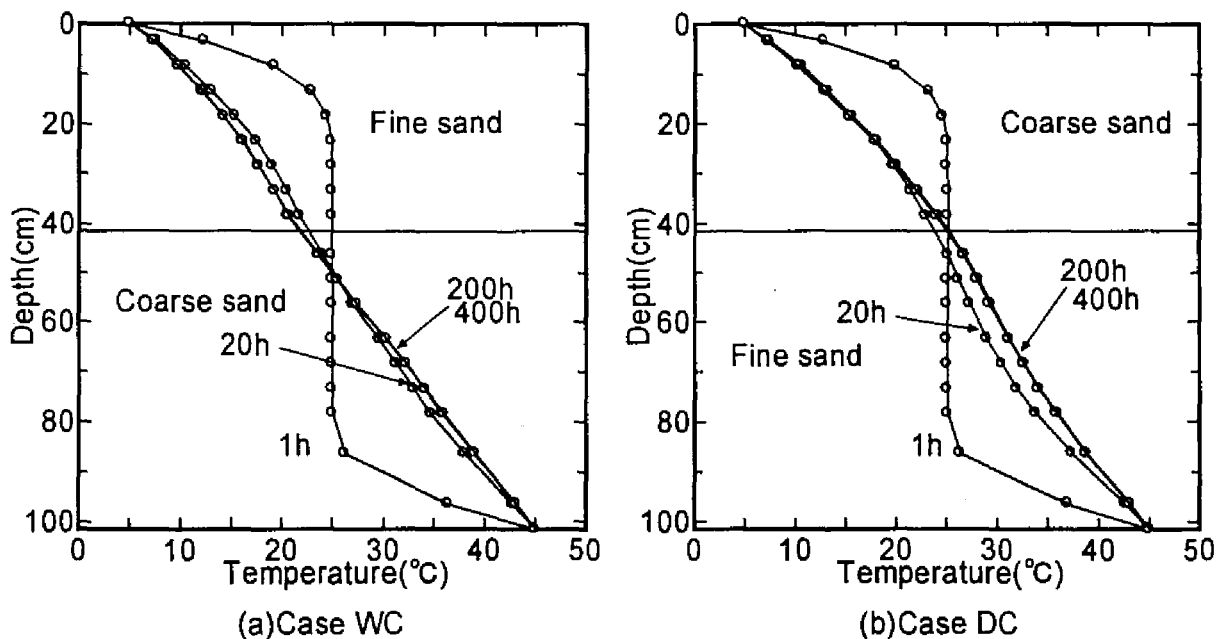


Fig.5-1 Thermal profiles at 1, 20, 200, and 400h after the start of measurements for the case of 5℃ at the top and 45℃ at the bottom.

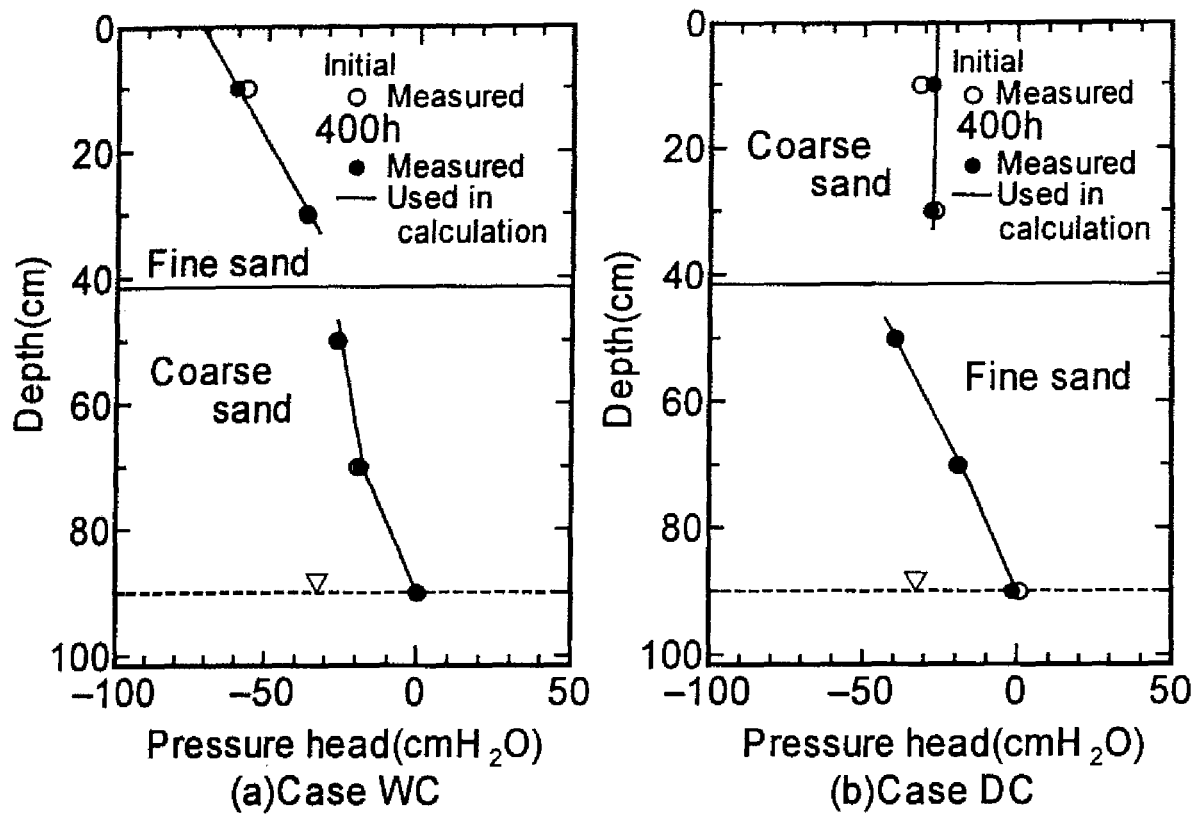


Fig.5-2 Changes in pressure head between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 5°C at the top and 45°C at the bottom.

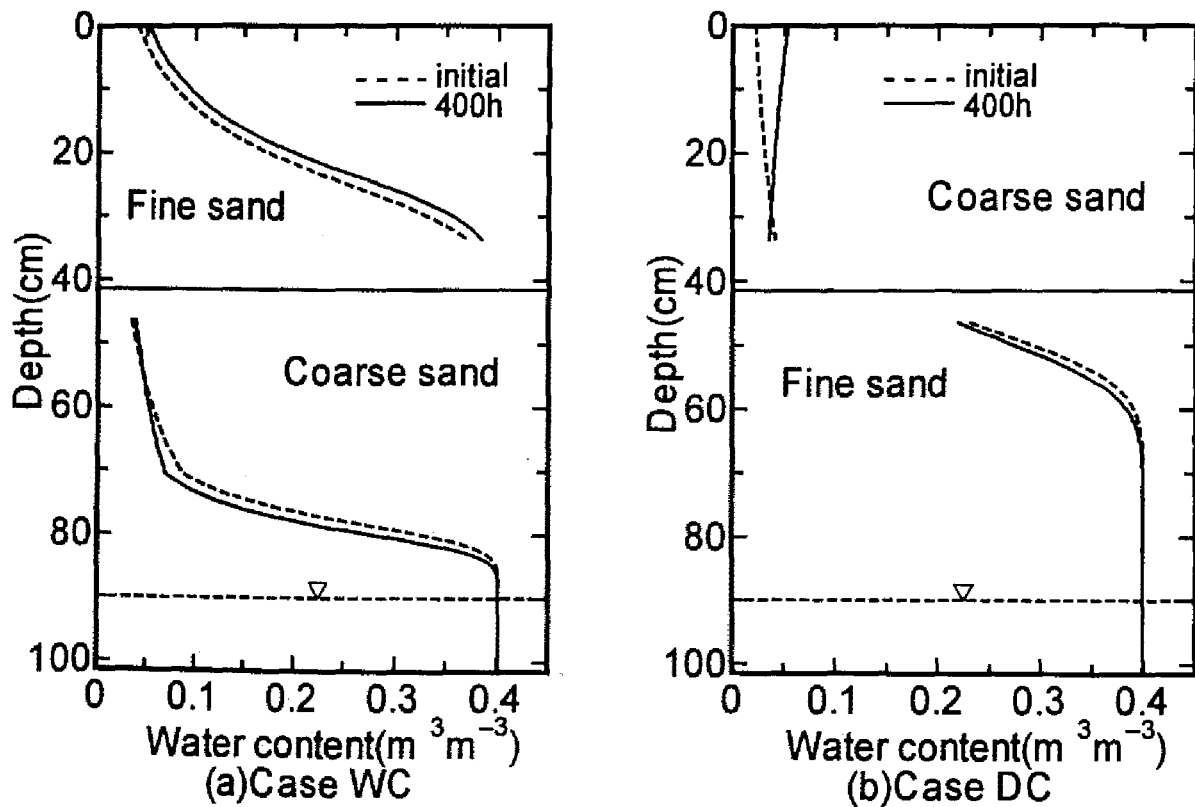


Fig.5-3 Changes in volumetric water content between 0h and 400h after the start of measurements for the case of 5°C at the top and 45°C at the bottom.

5.3.2 地下水面での液状水フラックス

マリOTTタンクの給排水状況から、地下水面での液状水フラックスを計算した結果を Fig.5-4 に示す。ここでは、上向きのフラックスを正とした。両ケースとも、上端が高温の場合は、実験開始後、上向きのフラックスが生じ、単調減少して、下向きのフラックスに変化し、下端が高温の場合には、逆に下向きのフラックスが生じ、フラックスの大きさとしては単調減少しながら、上向きのフラックスに転じている。ただし、ほぼ定常に達したときの液状水フラックスの大きさは $\pm 10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (mm h^{-1}) と非常に小さい。

5.3.3 水分・熱フラックス

(1) 計算方法

準定常解析では、実験開始 400 時間後の温度と圧力水頭のデータを式(5-1)と式(5-4)に代入し、水分フラックスと熱フラックスを計算した。

ここで、実測された圧力水頭をそのまま用いて計算した結果、飽和帯直上部での液状水フラックスが Fig.5-4 に示したフラックスの大きさと比較して、かなり過大評価されるケースがみられた ($10^3 \text{ kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ のオーダーにもなる)。これは、この領域での不飽和透水係数がほぼ飽和透水係数に近く、圧力水頭勾配のわずかな誤差に液状水フラックスの計算値が大きく左右されることによる。この誤差の理由としては、土壤水分計の測定誤差や測定点の間隔が 20cm と大きいことが考えられる。したがって、深さ 90.5cm の圧力水頭は $0.5 \text{ cmH}_2\text{O}$ とし、深さ 70.5cm の圧力水頭は、実験開始 400 時間後の地下水面での液状水フラックスが Fig.5-4 に示したものと一致するように逆算した。Fig.5-2 の実線は、このような修正を施した結果を線形補間したものであり、以後の計算にはこれを用いている。結果的には、圧力水頭の修正値と実測値は近い値となっている。なお、層境界付近の圧力水頭変化を 5 点の実測値から補間するのは、特にケース DC の場合に困難であるため、前章と同様、この領域での計算は省略した。また、下層の上部 (深さ 41.5~50.5cm) の領域についても、ケースによって、同様の液状水移動量の過大評価がみられたが、この領域での液状水フラックスは多くとも地下水面でのフラックス以上ではないと考え、ここでの液状水移動の計算は省略した。

さらに、上層の不飽和帯での液状水フラックスは、ケース WC の場合 (上層が細砂)、後述するように、この領域での水分移動量は小さいと推測されるため無視した。ケース DC の場合 (上層が粗砂) も、この領域で低水分量となり、液状水移動量は小さいと考え、これを無視した。

温度については、実測値を直線で結んだものを与えた (Fig.5-1)。

(2) 水蒸気拡散に関する補正

式(5-2)中の局所的な間隙内の温度勾配に関する補正係数 ζ は、初め 1 として計算した (Fig.3-10)。その結果得られたカラム内の熱フラックスプロファイルを上端 5°C 、下端 45°C の場合について Fig.5-5 に示す。図中の点線は熱伝導成分 q_{hc} を表し、実線はそれに水分移動に伴う熱フラックスを加えた全熱フラックス q_h で、●は実測値を表す。実測値には熱伝導成分に加え、水分移動に伴う熱移動成分も完全ではないが含まれていると考えられる (見かけの値と呼ぶ)。

両ケースとも、粗砂層での熱伝導成分 q_{hc} と見かけの値 (実測値) の差が大きく、この領域で水分移動に伴う熱移動が生じていることがわかる。細砂層では、ケース WC の場合、両者の差は小

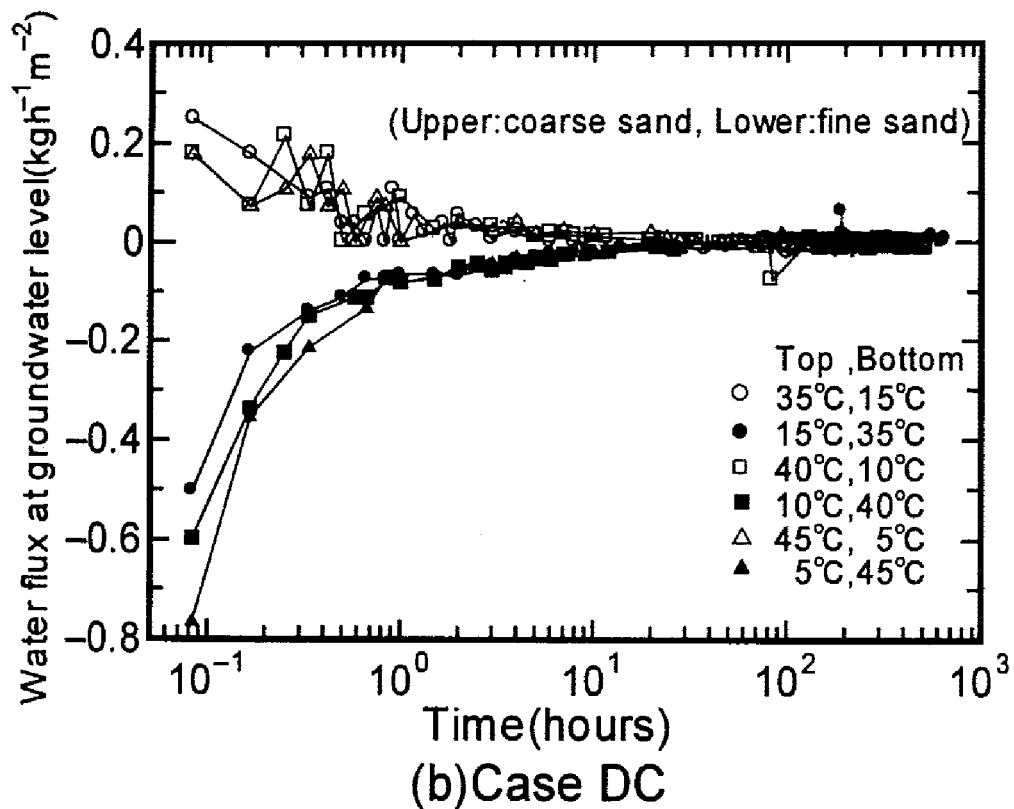
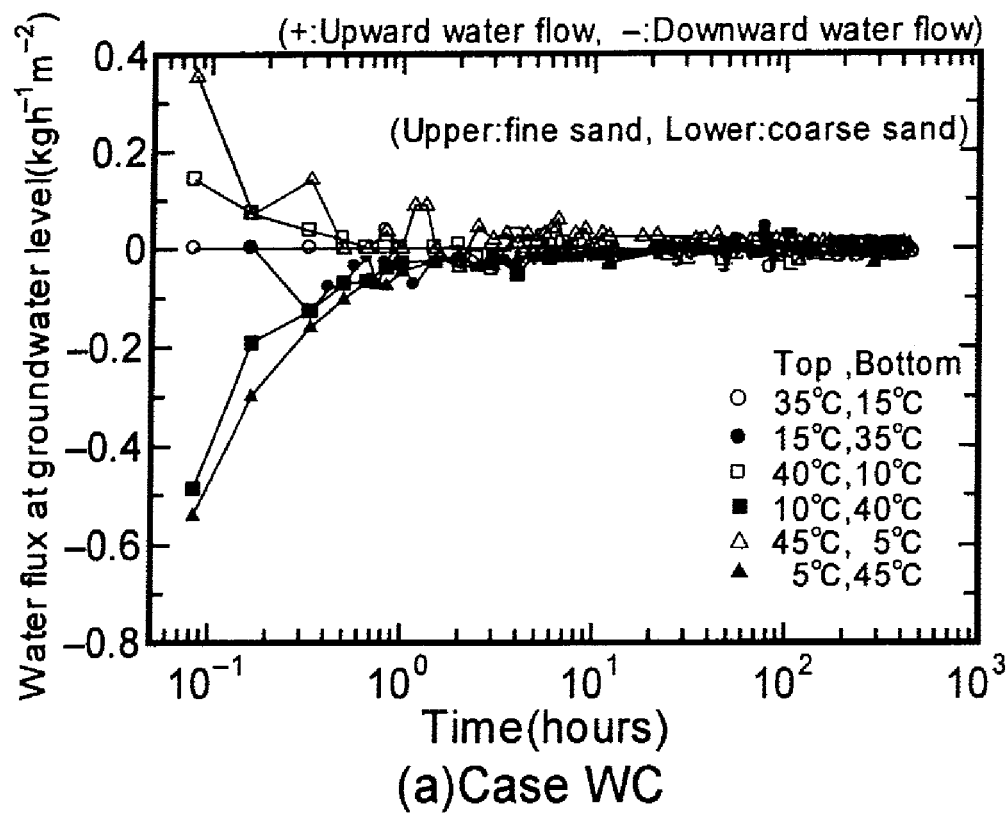


Fig.5-4 Temporal changes in liquid water flux at the groundwater level. Positive values represent the upward liquid water flow.

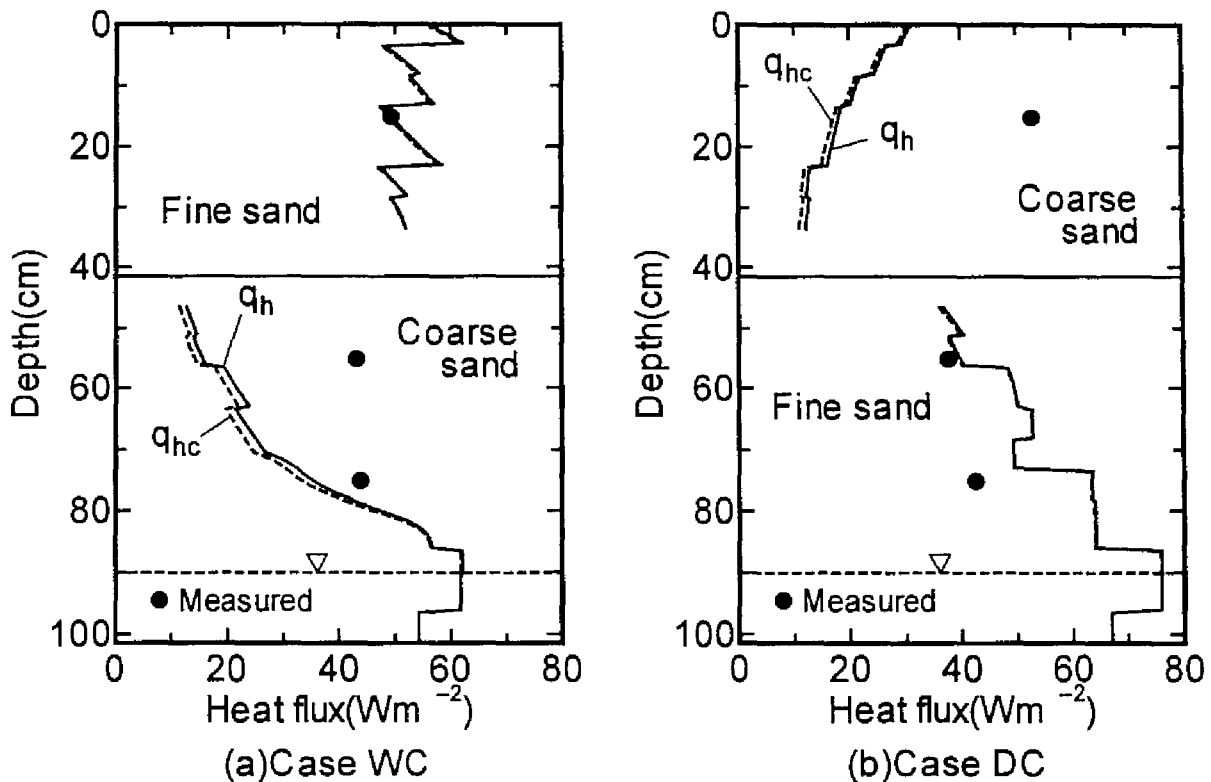


Fig.5-5 Heat flux profiles at 400h after the start of measurements for the case of 5°C at the top and 45°C at the bottom without correcting D_{Tv} .

さく、この領域での水分移動量が小さいことが推測される。ケース DC の下層では、熱流板の測定誤差によって一部過小に評価されている。

粗砂層においては、計算値（実線）が実測値を過小評価しているが、その原因には、①液状水移動量、②温度勾配による水蒸気移動量、③圧力水頭勾配による水蒸気移動量、のいずれかが過小評価されたことが考えられる。しかし、低水分量領域である粗砂層において、実測値に計算値を合わせるだけの液状水移動が生じているとは考えにくい。また、一般に D_w は D_{Tv} より数オーダー小さく、圧力水頭勾配による水蒸気移動量は微量となるため、この量が多少変動したとしても、その影響は小さい。したがって、②の温度勾配による水蒸気移動量を補正する必要があると考えられる。補正の物理的意味には、局所的温度勾配に対する補正や液状水と水蒸気の熱伝導率の違いに対する補正などが考えられるが、ここでは、それらを一括して、粗砂の D_{Tv} を表す式(5-2)の中の係数 ζ を補正係数とし、粗砂層での熱フラックスの実測値と計算値が熱流板の設置深さで一致するように D_{Tv} に乗じられる係数とした。計算された補正係数 ζ をすべての実験ケースについて Fig.5-6 に示す。ただし、ケース WC の上端 35°C、下端 15°C の場合とケース DC の上端 15°C、下端 35°C の場合については、実験上、熱流板の計測に支障を来したため省略した。また、この補正係数を熱流板設置深さでの温度について 20°C を境に区別したものを Fig.5-7 に示す。

粗砂の補正係数 ζ は、体積含水率が約 20% で最小となり、約 4% で最大値（約 40）をとっている^{参考文献}。また、高温である方が補正係数は小さい。これは、高温ほど潜熱輸送が増大するために気相の見かけの熱伝導率が増加し、局所的温度勾配が低下することが原因と考えられる（Cass ら, 1984）。この ζ に f を乗じた係数 β の最大値は約 17 になる。これまでの β の研究例を Table 5-1 に

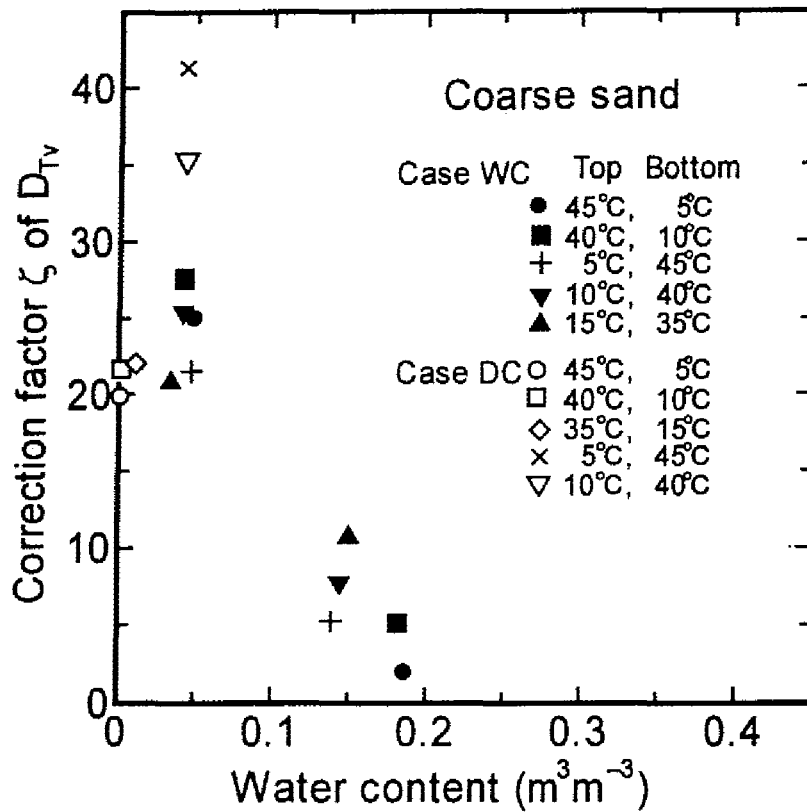


Fig.5-6 Correction factor ζ of thermal vapor diffusivity D_{Tv} as a function of water content for coarse sand.

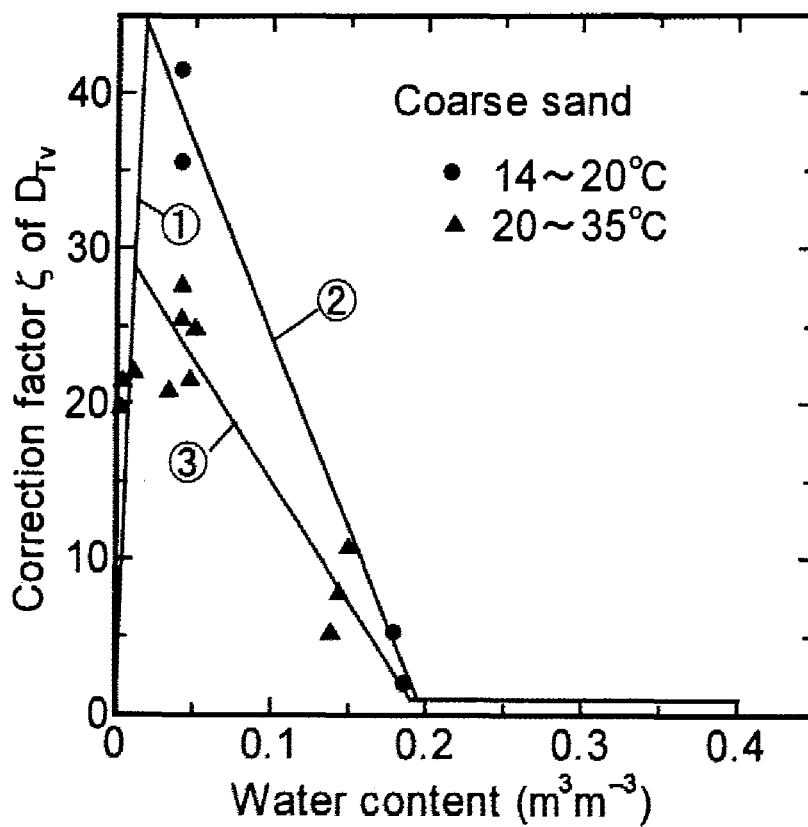


Fig.5-7 Correction factor ζ of thermal vapor diffusivity D_{Tv} as a function of water content and temperature for coarse sand. ①, ②, and ③ represent functions interpolated linearly and used in calculations.

示す。土性や水分量、評価方法によって β は異なるため、一概に比較することはできないが、実験に用いた粗砂の β の最大値がかなり大きいことがわかる。この粗砂の大きな β は、局所的な温度勾配に関する補正係数（1.3～3.0をとる（塩沢，1991））や液状水と水蒸気の熱伝導率の違いを補正する係数 ζ （飽和近くで最大値4をとる）では説明できず、したがって、体積含水率4%付近では、水蒸気が拡散以外の形態で移動していることが示唆された。

ζ は一般に、ある水分量で最大値をとり、絶乾と飽和側で小さい値をとることから、 ζ を Fig.5-7 の実線に示すように補間した。すなわち、絶乾状態では、Cass et al. (1984)に従い、 ζ は τ に等しいとし、低水分量領域では低水分量での3つのデータを用いて1次式で近似した（図中の①の直線）。かつ、十分な低水分側においては、温度変化に伴う潜熱輸送量の変化は小さいため、 ζ の温度依存性は小さいと仮定して、①のみで補間した。また、図中の②の線は14～20℃、③の線は20～35℃のデータを1次近似したものである。さらに、水分量が多い領域では、局所的な温度勾配や ζ 、拡散以外の水蒸気移動に対する補正は不必要と考え、 ζ を1とした。このように補間された ζ を考慮して計算した D_{Tv} を Fig.5-8 に示す。

なお、細砂の水蒸気拡散係数の補正については、考察に有効な実測熱フラックス値がケースWCの深さ15.5cmの1点のみであるため、詳細な検討はできなかった。

Table 5-1 Examples of correction factor β .

		Soil	Temperature (°C)	Matric suction(cm)	Water content	β
Weeks et al.	(1968)*	Loam	22	304	0.167	2.05
Cary et al.	(1962)*	Loam	15	370		3.39
Hanks et al.	(1967)*	Sand	40.6	2×10^4	0.021	1.53
		silt loam	29.7	950	0.236	1.08
Cary	(1965)*	Loam	33.0	237		2.37
Nielsen et al.	(1973)*	silt loam		270		3.8
		Sandy loam		550		3.1
		Silty clay		310		1.4
Cary	(1979)	Loamy sand	7		0.075	4.5
		silt loam	7		0.075	4.5
		Silty clay	7		0.1	5.3
Jury et al.	(1979)		20		0.25	2.0
Cass et al.	(1984)	Sand	3.5		0.18	3.5
		silt loam	32.5		0.38	2.3

*after Jury and Letey (1979)

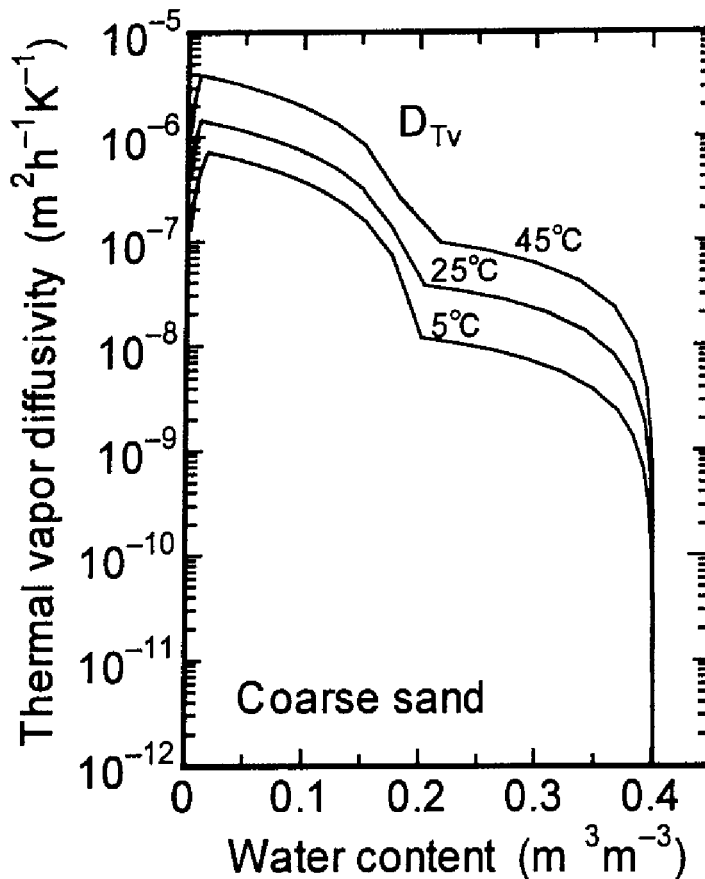


Fig.5-8 Thermal vapor diffusivity D_{Tv} corrected by ζ for coarse sand.

(3)水分・熱フラックス成分

補正された D_{Tv} を用いて計算した、実験開始 400 時間後の水分フラックスプロファイルを上端が 5°C、下端が 45°C の場合の両ケースについて Fig.5-9 に示す。実線は式(5-1)中の q_h 、点線は q_{vT} 、一点鎖線は q_{vV} を表し、矢印はそれらの移動方向を示す。

両ケースとも、不飽和の粗砂層において温度勾配による水蒸気移動量 q_{vT} が大きいことがわかる。さらに、温度勾配による水蒸気移動量は、圧力水頭勾配によるものに比べ、細砂層では 2~3 オーダ、粗砂層では 3~4 オーダ大きく、温度勾配が水蒸気移動の支配的な駆動力となっている。また、飽和帯付近では、水蒸気移動量は極端に小さく、液状水移動が支配的である。

同様に計算された、実験開始 400 時間後での水分移動に伴う熱フラックスプロファイルを図 Fig.5-10 に示す。実線、太い点線、点線、太い一点鎖線、一点鎖線はそれぞれ式(5-4)中の q_{hst} 、 q_{hLvT} 、 q_{hsvT} 、 q_{hLvV} 、 q_{hsvV} を表す。矢印はそれらの移動方向を示す。

熱フラックスは、水分フラックスに大きく影響されており、潜熱輸送量が顕熱輸送量に比べ、約 1 オーダ大きいことがわかる。すなわち、カラム内の熱フラックスの成分には、熱伝導と水分移動に伴う熱移動があるが、不飽和の粗砂層中では、低水分であることにより熱伝導成分が小さくなる一方、主に、温度勾配による水蒸気移動に伴う潜熱輸送が補完的に働くことが示された。

なお、この成分には、先述したように、水蒸気拡散以外の水蒸気移動が含まれている。その移動機構は、以下のように推察される。つまり、一般に対流が生じないと考えられる上端が高温、下端が低温の場合においても、水分、熱フラックスプロファイルは移動方向が異なるものの、そ

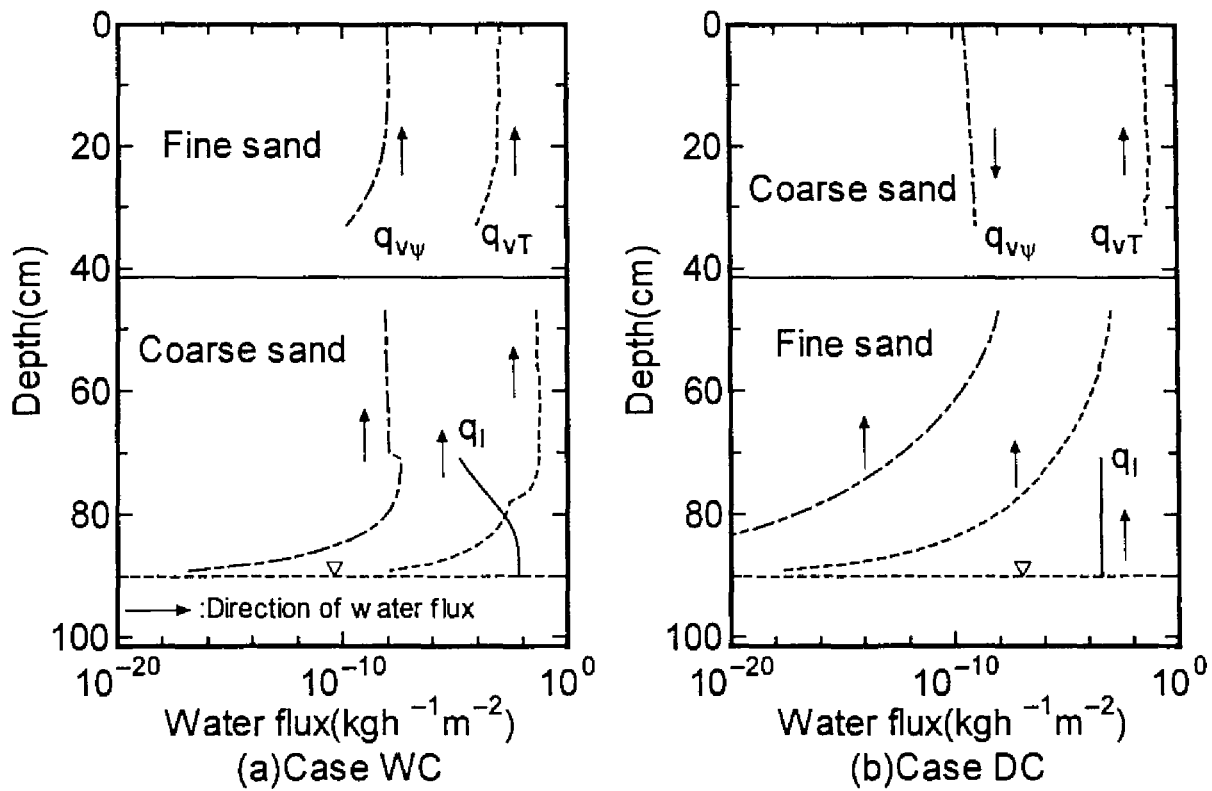


Fig.5-9 Profiles of water flux at 400h after the start of measurements for the case of 5°C at the top and 45°C at the bottom.

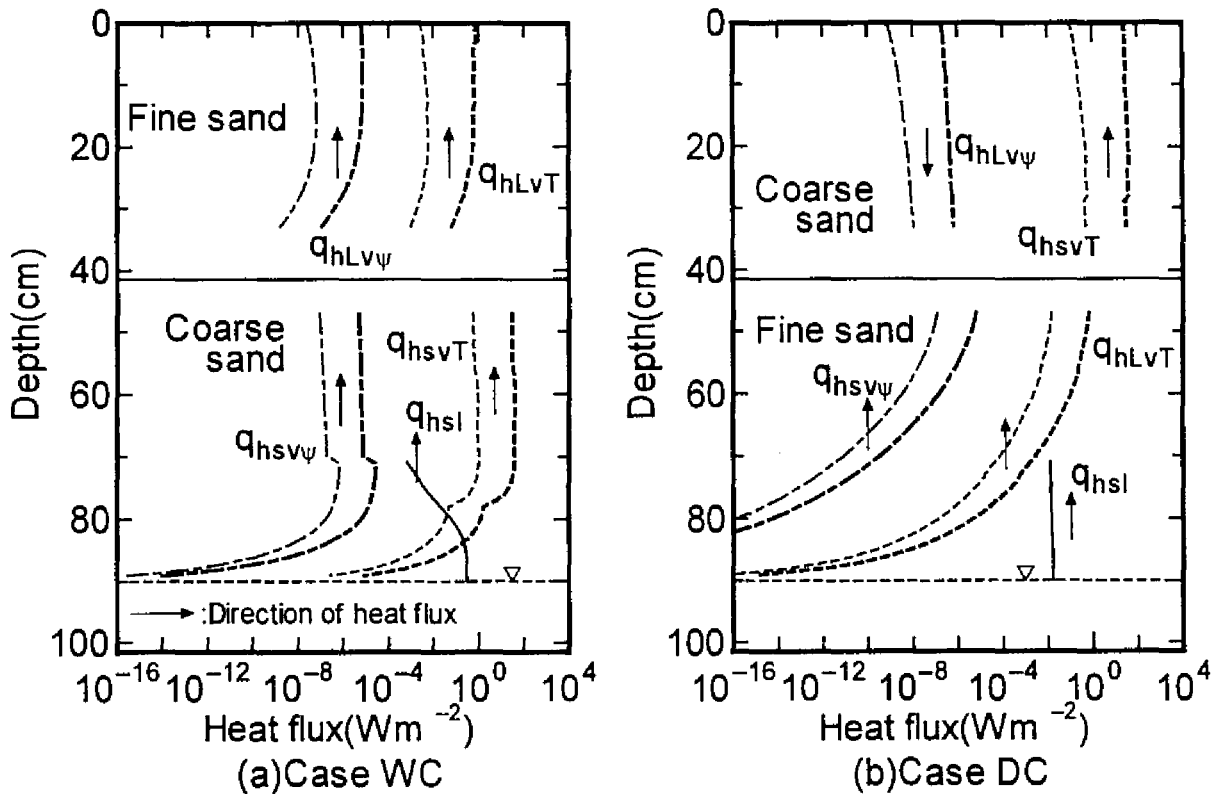


Fig.5-10 Profiles of heat flux occurring with water movement at 400h after the start of measurements for the case of 5°C at the top and 45°C at the bottom.

の大きさは同様の傾向を示し、不飽和の粗砂層内での D_{rv} に同様の補正が必要となったことから、カラム全体で生じる大きなスケールでの気相の自然対流よりもむしろ、間隙内で生じる比較的小さなスケールでの水蒸気を含む空気の移流の影響が大きいと推察される。この移流には、例えば、Nassar et al. (1992) や Scanlon and Milly (1994) が指摘しているように、密度差による自然対流、液状水の移動に伴う移流、微視的な圧力不均衡、温度不均衡による移流などが含まれるものと考えられる。また、これらの多くは温度勾配が起因となるもので、こういった移動に対する補正係数を D_{rv} に含めることは妥当と思われる。

最後に、以上の考察から、ATES において帯水層からの熱損失抑制を目的とし、排水改良によって熱伝導率の低い低水分量の土層を設定する場合には、低水分量にすることによって得られる土層の断熱性と低水分量になることによって生じる水蒸気移動に伴う熱損失の両者の得失が問題となることがわかった。

5.4 結 語

本章では、細砂と粗砂で成層化させた土壌カラムを用いて、地下水位一定型の熱・水分移動実験を行い、従来の理論に基づいた準定常解析から、水蒸気拡散係数と水分・熱フラックス成分について検討した。

その結果、今回用いた粗砂の温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数が、従来提案されてきた補正係数より大きいことが明らかになり、不飽和の粗砂層中では、水蒸気を含んだ空気の移流に伴う熱移動機構が存在する可能性が示唆された。そして、これらを含めた温度勾配による水蒸気移動に伴う熱移動が、低水分量となる不飽和の粗砂層内で支配的な成分となることが明らかになった。

今回行った実験では、カラム内の圧力水頭は5点でしか計測しておらず、その補間方法にも改良の余地があることは否めない。この点を含め、次章では非定常解析を行い、より詳細に熱・水分の移動形態を検討する。

注) 熱流板によって、正確に水蒸気の潜熱・顕熱輸送、液状水の顕熱輸送を測定できるか否かは定かではない。よって、この ζ の値は厳密なものではない。ただし、不飽和土壌では、熱流板によって測定される熱フラックスは、実際の熱フラックスを過小評価するという報告(古在ら, 1985)もあり、実際の ζ はさらに大きく、水蒸気拡散以外の水蒸気移動量がより大きいことが予想される。したがって、本章の基本的論旨には影響はないと判断した。

第6章

成層土壌中熱・水分同時移動の数値解析

6.1 概説

帯水層熱エネルギー貯留 (ATES) 技術構築のためには、帯水層を含んだ地下土壌中での熱と水分の移動量を精度よく予測することが不可欠である。本章では、地下水位変動型熱・水分同時移動実験 (第4章) に対して、液状水・水蒸気移動とそれに伴う熱移動を厳密に組み込んだモデル化を行い、その再現性を評価した (中村ら, 投稿中)。特に、温度勾配の向きの違いによるモデルの適用性の違いや、各種土壌特性値の精度が計算結果に及ぼす影響などについて考察した。なお、実用性を鑑み、モデルの単純化のためにどの項を無視できるかについても検討した。

6.2 土壌中の熱・水分同時移動理論とその解法

6.2.1 支配方程式

支配方程式は、Milly (1982) の式に土壌カラムからの熱損失項を付加したものを採用した。

$$\left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right]_T + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \bigg|_T \frac{\partial \psi}{\partial t} + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_v + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_v \frac{\partial T}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + D_w) \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right] \quad (6-1)$$

$$\left(H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \bigg|_T + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \bigg|_T \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \left(C + H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_v + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial T} \bigg|_v \right) \frac{\partial T}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_l L D_w \frac{\partial \psi}{\partial z} - c_l (T - T_0) q_w \right] - H_L (T - T_r) \quad (6-2)$$

ここで,

$$C = c_s \rho_s (1 - n) + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (n - \theta) \quad (6-3)$$

$$H_1 = [L_0 + c_v(T - T_0)](n - \theta) \quad (6-4)$$

$$H_2 = (\rho_l c_l - \rho_v c_v)(T - T_0) - \rho_v L_0 \quad (6-5)$$

$$L = L_0 + (c_v - c_l)(T - T_0) \quad (6-6)$$

ρ は密度(kg m^{-3}), n は間隙率, θ は体積含水率, K は不飽和透水係数(m h^{-1}), ψ は圧力水頭(mH_2O), z は鉛直座標(上向きを正とする)(m), D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数($\text{m}^2\text{h}^{-1}\text{K}^{-1}$), T は温度(K), $D_{\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数(m h^{-1}), c は比熱($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), q_w は全水分フラックス($\text{kg m}^{-2}\text{h}^{-1}$), H_L はカラムの熱損失係数($\text{W m}^{-3}\text{K}^{-1}$), T_e はカラム外温度(室温)(K), L, L_0 は温度 T, T_0 での水の蒸発潜熱(J kg^{-1}), λ は土壌自体の熱伝導率($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$), T_0 は基準温度(K)である. 添字 s, l, v はそれぞれ土粒子, 液状水, 水蒸気を表す. H_L には堀野ら(1992)が同種の実験装置で求めた値($7.8\text{W m}^{-3}\text{K}^{-1}$)を与えた.

水蒸気拡散係数 $D_{Tv}, D_{\psi v}$ は, これまで示したきたように以下の式で表される.

$$D_{Tv} = \rho_l^{-1} D_{am} f \zeta \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_v \quad (6-7)$$

$$D_{\psi v} = \rho_l^{-1} D_{am} \tau (n - \theta) \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \quad (6-8)$$

D_{am} は大気中の水蒸気分子拡散係数(m^2h^{-1}), τ はトートシエティ因子(<1)である. f は液島を考慮した補正係数, ζ は, 前章で考察したように, 局所の間隙内の温度勾配に対する補正に加え, 間隙内で生じる比較的小さなスケールでの水蒸気を含む空気の移流の影響も含めた温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数である.

6.2.2 解析方法と土壌特性

解析には, 1次元の Galerkin 有限要素法を用いた. 支配方程式(6-1), (6-2)には, 不飽和透水係数, 土壌水分特性曲線, 熱伝導率といった土壌特性パラメータが含まれているが, これらが, 支配方程式の変数である温度と圧力水頭の関数となるため, 非線形問題となる. これに対処するために, Picard の反復計算を行った. すなわち, ある圧力水頭と温度を仮定して行列方程式中の各係数行列を推定し, それより得られた圧力水頭と温度の値から再び近似度の高い係数を推定して計算した. 反復計算の収束判定条件は, 前回計算に用いた体積含水率・温度の値と今回のその値の差が所定の許容値以下になるまでとした. ここで, 圧力水頭の代わりに体積含水率を用いたのは, 計算中の水収支がより適切にとれると考えたためである (Vogel et al., 1996).

なお, 熱移動方程式(6-2)は移流拡散型であるため, 移流項が大きければ過大な数値分散, 解の振動の可能性が心配される. しかし, 解析の途中でこうした分散・振動が生じることはなく, 結

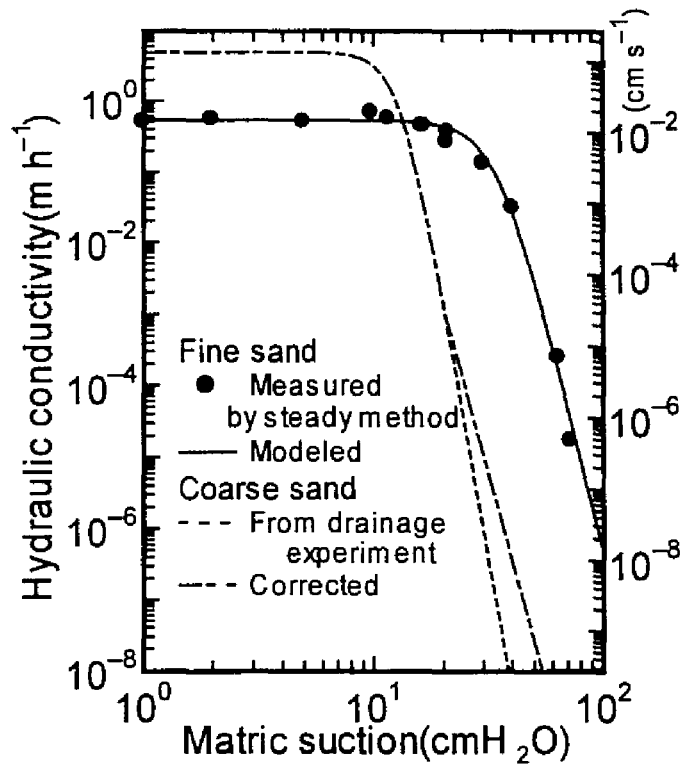


Fig.6-1 Soil hydraulic conductivity functions of soils. Dots are measured by steady method. Solid line for fine sand is interpolated using measured data by van Genuchten's equation. Broken line for coarse sand is obtained from drainage experiments using parameter identification. Dash-dotted line for coarse sand is a corrected function.

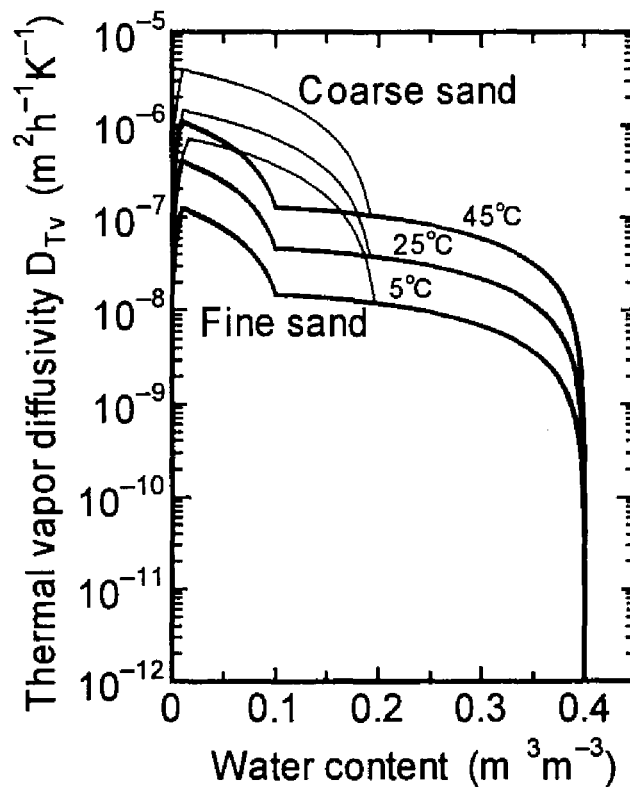


Fig.6-2 Thermal vapor duffusivity D_{Tv} of soils.

果的に移流項（顕熱輸送項）が拡散項に比べて極めて小さいと思われること（Fig.6-9 参照），また，計算結果が実測値と比較的よく適合したことから，数値解法上の誤差は小さいと判断した．

土壌水分特性曲線は van Genuchten 式（式(3-1)，Table 3-3，Fig.3-3）で与えた．不飽和透水係数については，細砂に対しては，定常法で得られた測定値を van Genuchten 式（式(3-5)）で補間したもの（Table 3-6 の②，Fig.6-1 中の実線）を用い，粗砂に対しては，排水試験から推定した曲線（Table 3-6 の①，Fig.6-1 中の点線）を用いた．熱伝導率は McInnes 式（式(3-11)，Table 3-7，Fig.3-8）で与えた．圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数は式(6-8)，Fig.3-6 で与え，温度勾配による水蒸気拡散係数は式(6-7)で与えた．粗砂の補正係数 ζ は，第 5 章で推定した結果（Fig.5-8）を用いた．細砂については，粗砂の ζ と同様に，絶乾状態で小さく，ある水分量以上では1となり，低水分量領域で大きな値をとると仮定し，後で示す解析結果が実測値と適合するように決定した．解析に用いた温度勾配による水蒸気拡散係数を粗砂とともに Fig.6-2 に示す．

6.2.3 初期条件と境界条件

初期温度プロファイルは，実測データを線形補間したものを用い，温度境界条件は設定境界温度で与えた．圧力水頭の初期条件は，ケース W の場合は，土層境界付近での圧力水頭の変化はほぼ直線で滑らかであったため，5 点の実測値を線形補間したもので与えた．ケース D の場合は，上層（粗砂層）で懸垂水帯が形成されるため，土層境界付近での圧力水頭の変化が急激となる．この変化を別途排水実験を行って測定した．その結果を踏まえ，ケース D での圧力水頭の初期条件は，深さ 0～41.5cm（上層）については，深さ 10.5cm と 30.5cm の値を線形補間したものを外挿し，深さ 41.5cm～70.5cm については，深さ 50.5cm と 70.5cm の値を線形補間したものを外挿した．深さ 70.5cm 以深では，深さ 70.5cm と 90.5cm の値を線形補間したものをを用いた．

なお，カラム上下端での水分移動フラックスは 0 である．

6.3 結果と考察

ここでは，カラム上下端の温度差が 30℃の場合の結果を中心に考察を行った．

6.3.1 再現性の評価

ケース W とケース D において，上端を 40℃，下端を 10℃に設定した場合とその逆に設定した場合のカラム内温度，圧力水頭，熱フラックスの経時変化を実測値とともにそれぞれ Figs.6-3，6-4，6-5 に示す．図中の W1040，D4010 といった番号は，最初のアルファベットが実験ケース，次の 2 桁の数字が下端境界温度，続く 2 桁の数字が上端境界温度を表す（以下，本文中も同様）．

①上層：細砂，下層：粗砂（ケース W）の場合

ケース W の計算結果は温度，圧力水頭，熱フラックスとも実測値をほぼ再現している．特に，W1040 における深さ 3.5cm での実測温度が一旦上昇した後，徐々に低下しているが，これが計算結果にも現れている．この温度低下は，カラム上端付近が温度勾配による水分移動によって乾燥し，熱伝導率が低下することによると考えられるため（第 4 章参照），低水分量領域での細砂の温度勾配に伴う水蒸気拡散係数，不飽和透水係数，熱伝導率が適切に定式化されていたと推測される．

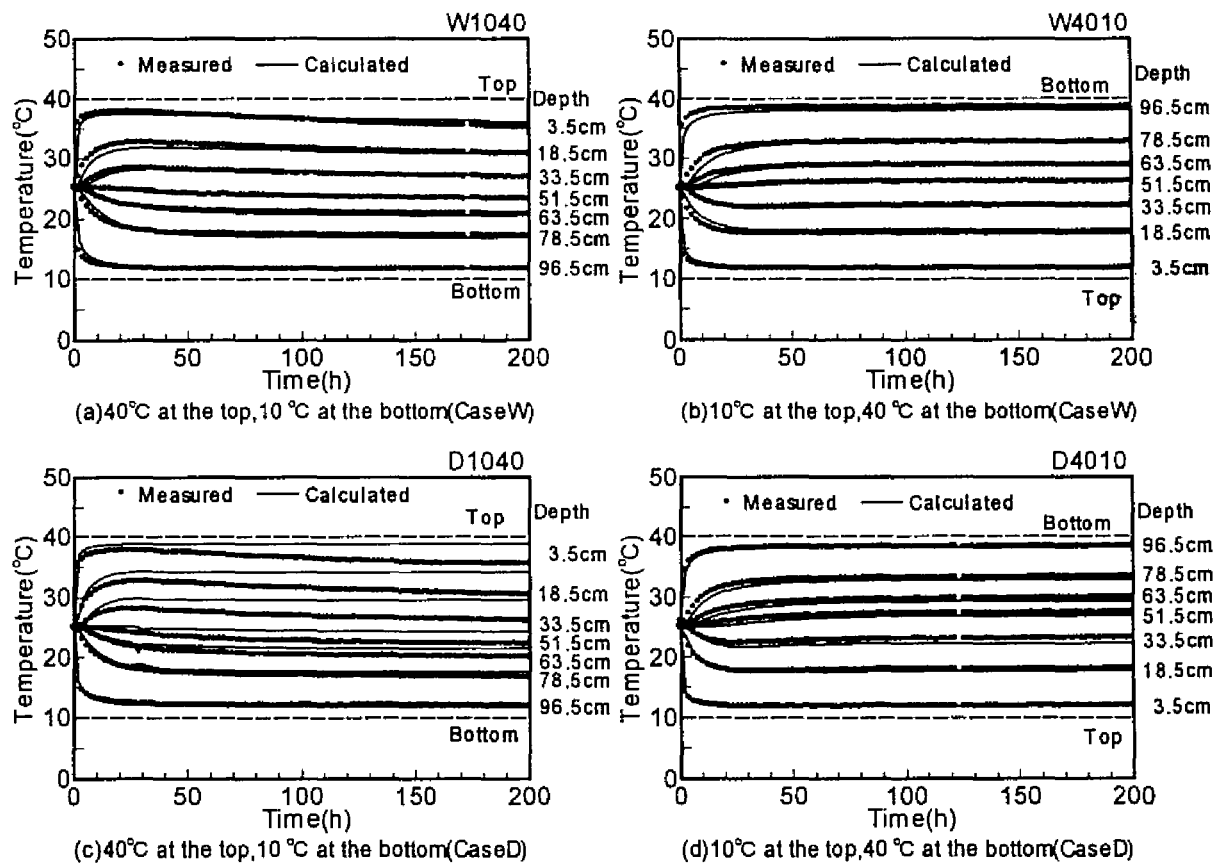


Fig.6-3 Temporal changes in temperatures in soil column.

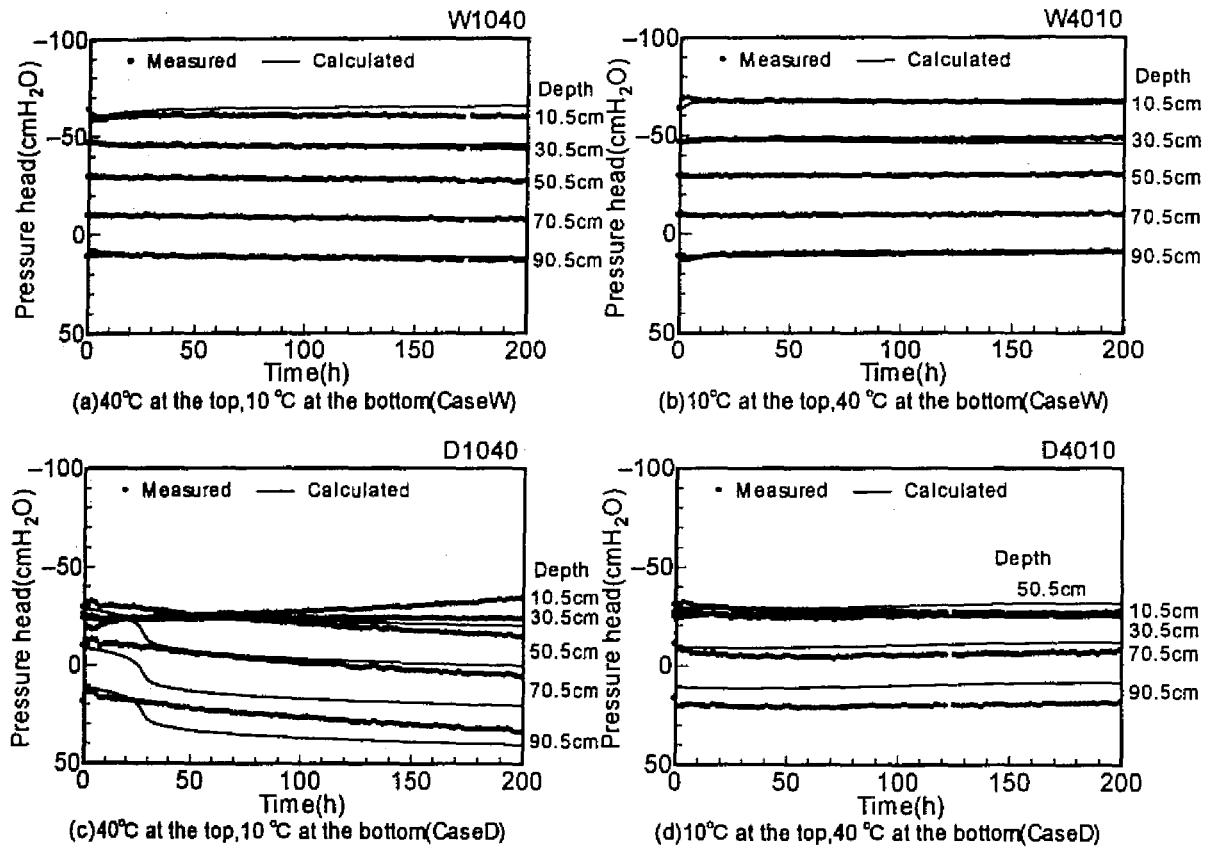
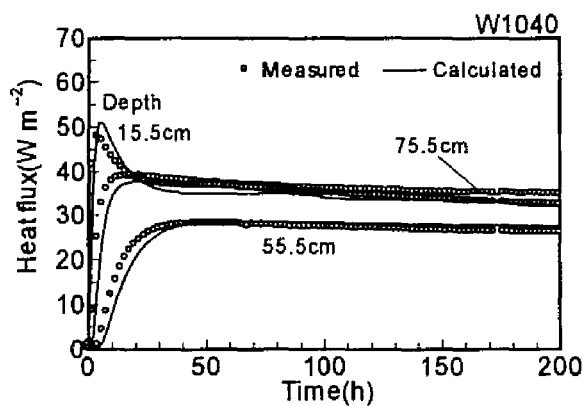
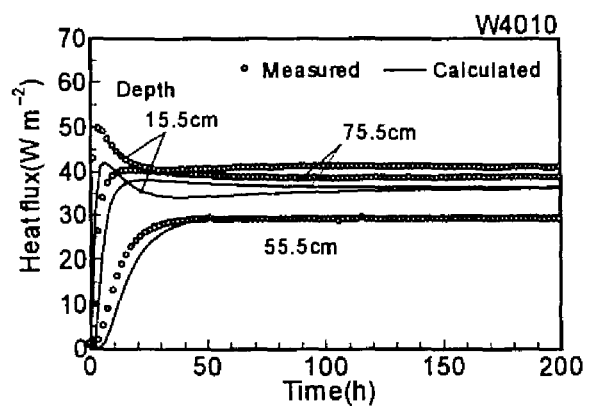


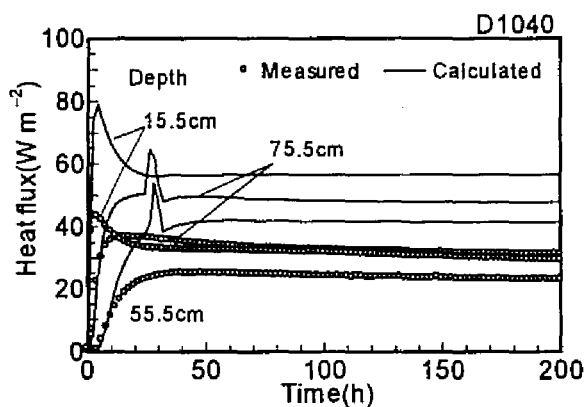
Fig.6-4 Temporal changes in pressure heads in soil column.



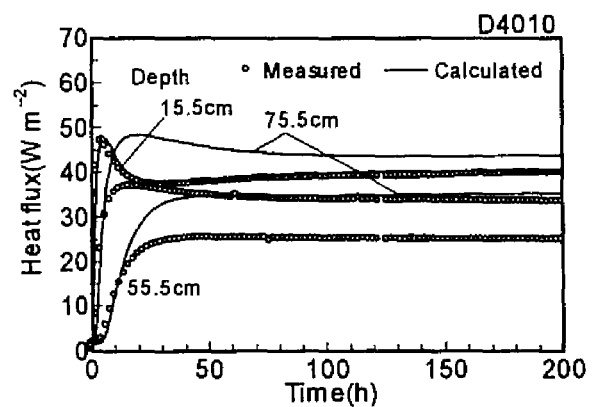
(a) 40°C at the top, 10 °C at the bottom (Case W)



(b) 10°C at the top, 40 °C at the bottom (Case W)



(c) 40°C at the top, 10 °C at the bottom (Case D)



(d) 10°C at the top, 40 °C at the bottom (Case D)

Fig.6-5 Temporal changes in heat fluxes in soil column.

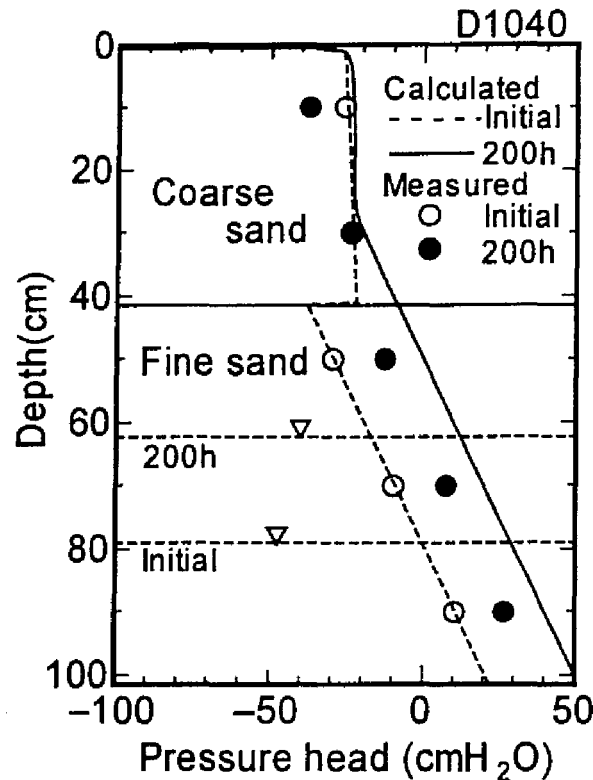


Fig.6-6 Pressure head profiles for Case D1040 without correcting soil parameters. Water level at 200h after the start of measurements was measured.

②上層:粗砂, 下層:細砂(ケースD)の場合

一方, ケースDで下端が高温の場合(D4010)の再現性は熱フラックスを除けば比較的良好である。D4010において, 深さ55.5, 75.5cmの熱フラックスがかなり過大評価されているが, これは, この地点がほぼ飽和状態に近い細砂層に属しており, 熱流板自体の熱伝導率(約 $0.15 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)に比べて土壌の熱伝導率が大きくなったため, 熱フラックスの実測値が過小評価された可能性も高い。これに対し, 上端が高温の場合(D1040)は温度, 圧力水頭, 熱フラックスとも実測値が再現されていない。すなわち, カラム上部の粗砂層の温度低下が再現されず, 細砂層の温度変化さえも実測値との差が大きい。熱フラックスも粗砂層でかなり過大に計算されている。圧力水頭については, 細砂層で緩やかに変化しているにも関わらず, 計算では, 実験開始20~30時間後に急激に正圧側に変化しており, 再現性も悪い。これに加えて, Fig.6-6にD1040の実験開始時と開始200時間後の圧力水頭プロファイルを示したが, 深さ10.5cmでの計算値が負圧側に変化していない。つまり, 計算上は熱伝導率が低下せず, これが粗砂層の温度の低下傾向を再現しなかったことの最大の要因であると考えられる。

このように, 可能な限り各種土壌特性値は測定値から定式化したにも関わらず, ケースD, すなわち, 上層に粗砂, 下層に細砂を充填し, 上端を高温に設定した場合に限り, 実測値を再現することはできなかった。

なお, ケースDについては温度差 20°C , 40°C の場合, ケースWでは温度差 20°C の場合についても計算値と実測値との比較を行ったが, 同様の結果が得られた。

6.3.2 再現性の向上

上層に粗砂、下層に細砂を充填し、上端を高温に設定した場合に再現性が不良であった原因として第一に土壌特性値が適切でなかった可能性が挙げられる。例えば、圧力水頭や不飽和透水係数は水分量と温度によって変化するため、すべての水分量範囲、温度範囲で測定することは非常に困難である。ここでは、土壌特性値を若干変化させることで再現性の向上を試みた。

先の実験 D1040 の計算では、カラム上部の粗砂層の圧力水頭が負圧側に変化しなかった。これに対し、粗砂の不飽和透水係数を圧力水頭が約-20cmH₂O 以下でより大きくすれば、下向きの液状水移動を増加させ、粗砂層の水分量を低下、つまり負圧側に変化させることができるのではないかと考えた（温度勾配による水蒸気拡散係数を大きくしても再現性は改良されなかった）。-20 cmH₂O 以下としたのは、不飽和透水係数の同定に用いた重力排水試験時の圧力水頭値が 0～約-20 cmH₂O であったことから、少なくともこの範囲での不飽和透水係数の信頼性は高いと考えたためである。試行錯誤の結果、Fig.6-1 中の一点鎖線で示した不飽和透水係数を用いた。

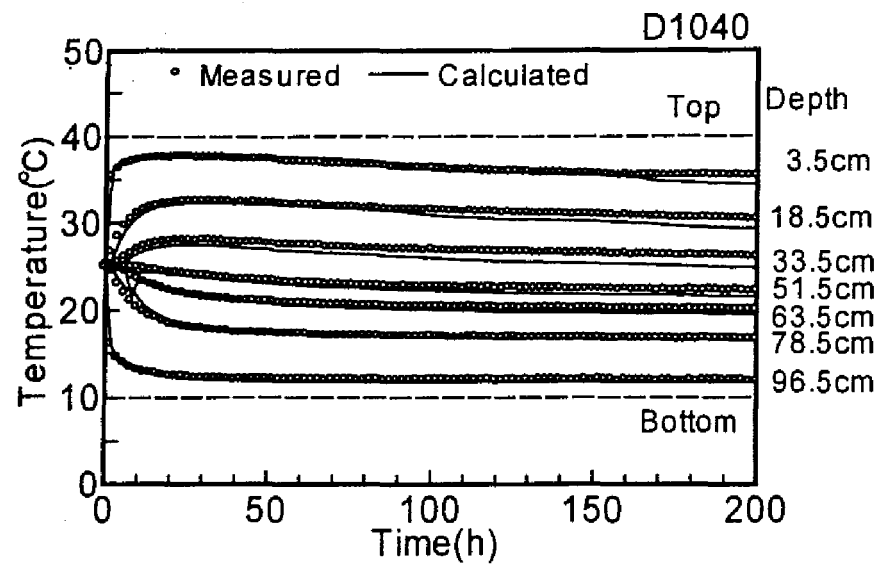
また、最初に行ったシミュレーションで、粗砂層内の温度と熱フラックスが過大に評価されたことから、温度勾配による水蒸気拡散が過大に評価されているのではないかと考えた。すなわち、ここで与えた温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{rv} は水蒸気を含んだ気相の自然対流分も考慮しているが、上端が高温の場合では、粗砂層の含水率が非常に低い領域での気相の対流が抑制されたと推測したわけである。あるいは高温ほど D_{rv} の補正係数 ζ は小さくなるため、実際の D_{rv} は与えたものより小さいのではないかと推測される。ただし、Cass et al. (1984) は、砂土を用いた実験で、約 20℃ 以上での ζ の温度依存性は小さいと報告しており、前者の影響が大きいと考えられる。ここでは、上記の不飽和透水係数の補正に加えて、粗砂の D_{rv} を 1/2 にして計算を行った。

その結果を温度と圧力水頭について Fig.6-7 に示す。温度変化はほぼ再現され、粗砂層の温度低下の傾向がみられた。一方、細砂層で実験開始直後に大きく圧力水頭が正圧側に变化しており、実測値に反する。ただし、深さ 10.5cm（粗砂層）での負圧側へ変化する傾向は再現されている。

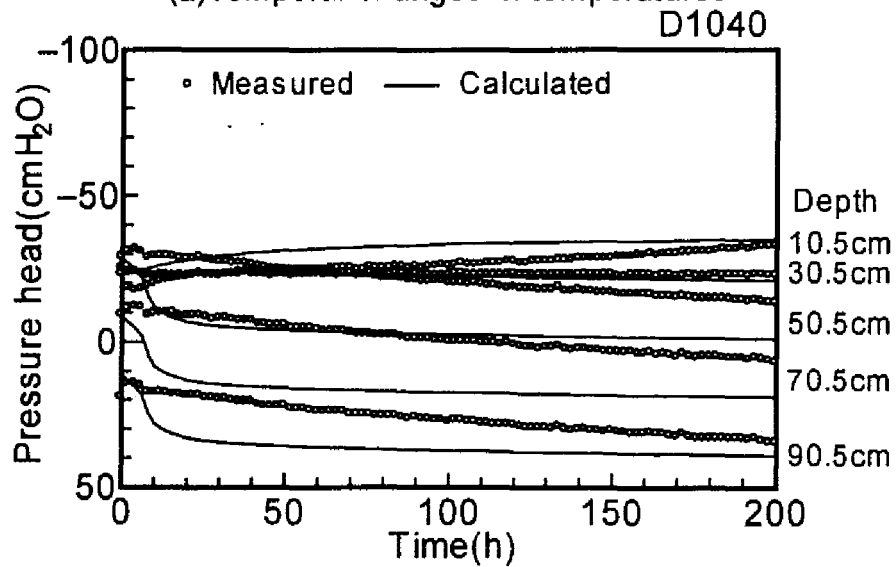
不飽和透水係数の補正のみ、あるいは水蒸気拡散係数の補正のみでは再現性は改善されなかった。さらに、不飽和透水係数と温度勾配による水蒸気拡散係数以外に土壌水分特性曲線、圧力水頭の温度係数を変化させた検討も行ったが、再現性は改良されなかった。

また、実験 D1535, D0545 の場合に対して上記と同様の補正を行って計算した結果、深さ 3.5cm の温度の低下傾向は再現されるものの、若干のずれはみられた。一方、他の実験ケース（D4010, W1040, W4010）に対して D1040 で補正した特性値を用いた結果、補正せずに計算した場合と大きな違いはみられなかった。これは、これらのケースでの土壌カラム内では、低水分量の粗砂層領域がわずかで、特性値の補正が計算結果に与えた影響が小さかったためである。

以上の検討より、D1040 での圧力水頭変化の再現性に問題が残るものの、本モデルによりほぼ現象を再現することが可能であることがわかった。ただし、計算の再現性に対する約-20cmH₂O 以下での不飽和透水係数の定式化に注意を払う必要があった。また、温度勾配下にある土壌中の空気が水蒸気を伴って対流するような土壌（つまり、比較的粒径が大きく、間隙の大きさが大きい）を対象とするとき、水蒸気拡散係数に水蒸気を伴った空気の移流分も含めて考えることが可能であるが、温度勾配の向きによってその大きさを変化させなければならないことがわかった。第 5 章での水蒸気拡散係数に関する考察においてこの性質が現れなかったのは、準定常状態での実測値から求めたためであると考えられる。



(a) Temporal changes in temperatures



(b) Temporal changes in pressure heads

Fig.6-7 Temporal changes in temperatures (a) and pressure heads (b) using corrected soil hydraulic conductivity and thermal vapor diffusivity of coarse sand for Case D1040.

このように、シミュレーションを行う際には、あらかじめ対象となる土壌の熱環境と水分環境を把握し、ありうる範囲内での土壌特性値を精度よく定式化することが肝要である。また、成層土壌を扱う際は、各々の土壌に対する土壌特性値を与えればよく、マクロな見地からは、境界面で特異な熱・水分移動現象は生じていないことが推察される。

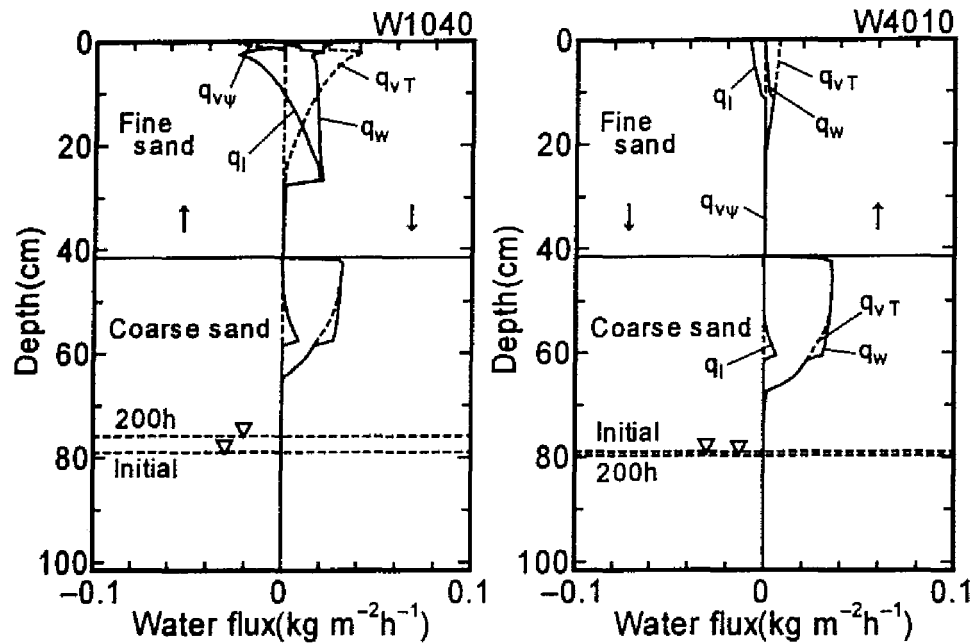
6.3.3 熱・水分フラックス成分の分離

実験開始 200 時間後の各実験ケースにおける水分フラックスと熱フラックスの成分プロファイルを Figs.6-8, 6-9 に示す。実験 D1040 に対してのみ補正した不飽和透水係数と温度勾配による水蒸気拡散係数を用いた。図中の q_w は全水分フラックス、 q_l は液状水フラックス、 q_{vT} は温度勾配による水蒸気フラックス、 q_{vp} は圧力水頭勾配による水蒸気フラックス、 q_h は全熱フラックス、 q_{hc} は熱伝導フラックス、 q_{hlvT} は温度勾配による潜熱フラックス、 q_{hlvp} は圧力水頭勾配による潜熱フラックスである。その他の成分には、液状水と水蒸気の移動に伴う顕熱フラックスが含まれる。図中の●印は熱流板による実測値である。

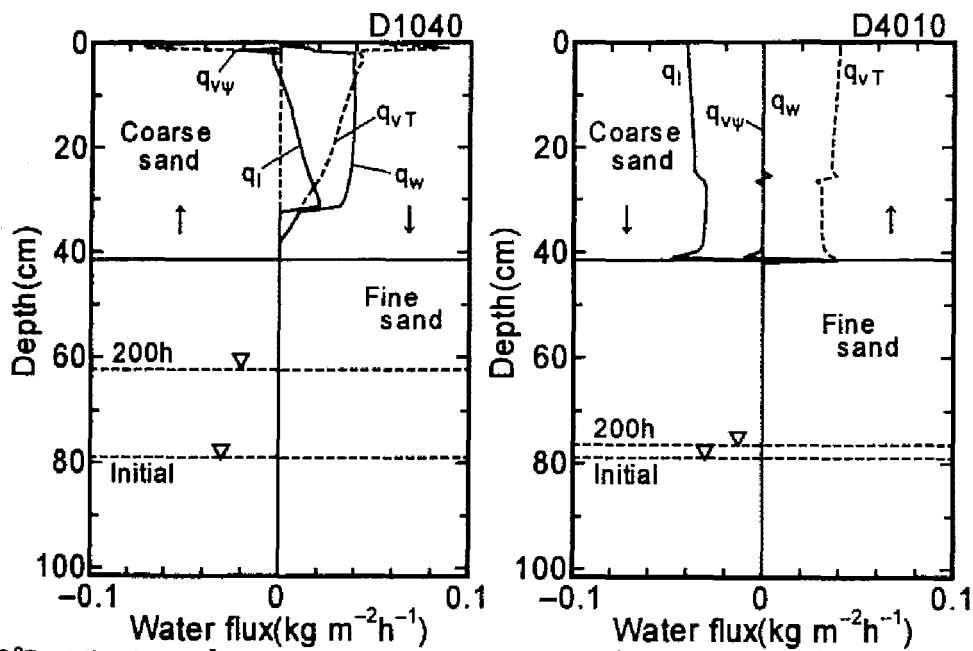
一般に、温度勾配による水蒸気移動方向の逆向きに液状水移動が生じ、その量が等しくなって定常に達するといわれるが、Fig.6-8 より、上端が低温、下端が高温の場合にケース W, D とも、上層においてその現象が起きており、先の温度、圧力水頭、熱フラックスの経時変化から早くこうした定常状態に達していることがわかる。しかし、温度勾配の向きが逆の場合には、両ケースとも上層において、重力勾配が圧力水頭勾配より大きくなり、下向きの液状水移動が生じている領域の方が大きく、先の経時変化にみられるように、温度、圧力水頭、熱フラックスとも 200 時間経過後も定常に達していない。このように、温度勾配による水蒸気移動の向きが重力方向と一致する場合（すなわち、上端が高温、下端が低温の場合）には、水分移動現象が非常に複雑で、液状水移動成分と温度勾配による水蒸気移動成分が土壌水分量と温度場の形成に大きく関わり、このため、先に考察したように、これらの移動係数である不飽和透水係数や温度勾配による水蒸気拡散係数の定式化が特に重要になったものと考えられる。

熱移動に関しては、Fig.6-9 より、ケース W では下層の粗砂層の上部で、ケース D では上層の粗砂層において、低水分量となることにより熱伝導成分が抑制されている一方、それを補完するように温度勾配によって水蒸気が移動し、それに伴う潜熱輸送が生じている。

なお、熱移動は熱伝導成分と温度勾配による潜熱輸送成分でほぼ説明できる。また、圧力水頭勾配による水蒸気移動量は上端が高温の場合を除いて小さい。よって、ある程度のモデルの単純化が可能であると思われる。

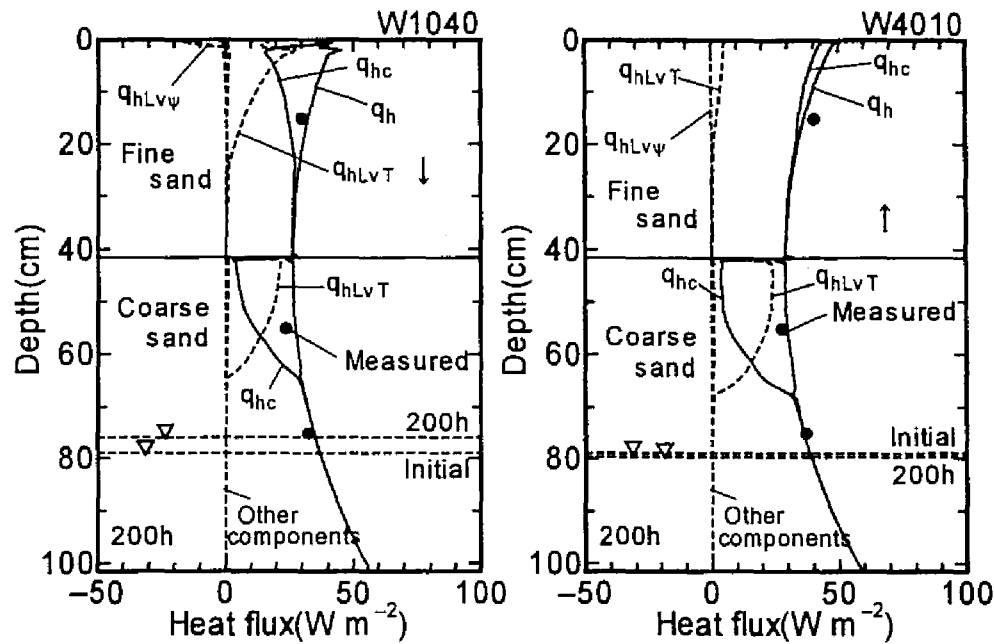


(a) 40°C at the top, 10°C at the bottom (Case W) (b) 10°C at the top, 40°C at the bottom (Case W)

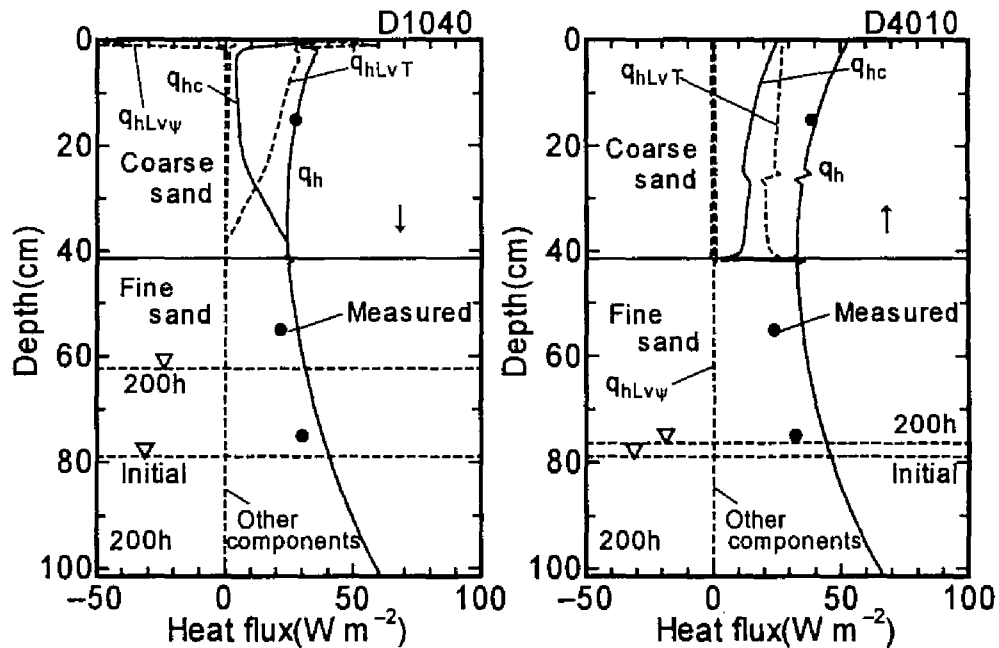


(c) 40°C at the top, 10°C at the bottom (Case D) (d) 10°C at the top, 40°C at the bottom (Case D)

Fig.6-8 Profiles of components of water fluxes at 200h after the start of measurements. Arrows represent direction of water fluxes.



(a) 40°C at the top, 10°C at the bottom (Case W) (b) 10°C at the top, 40°C at the bottom (Case W)



(c) 40°C at the top, 10°C at the bottom (Case D) (d) 10°C at the top, 40°C at the bottom (Case D)

Fig.6-9 Profiles of components of heat fluxes at 200h after the start of measurements. Arrows represent direction of heat fluxes.

6.3.4 モデルの単純化

上記の考察に基づき、土壌中の熱・水分移動現象に及ぼす影響が小さい成分を省略するなど、実用性を考えモデルを単純化することを試みた。対象とした項目は以下のとおりである。

SF1：圧力水頭勾配による水蒸気移動を無視する

SF2：顕熱輸送を無視する

SF3：圧力水頭の温度依存性を無視する

SF4：不飽和透水係数の温度依存性を無視する

SF5：温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数を一定として扱う（細砂： $\zeta=8$ ，粗砂： $\zeta=45$ ，ただし D1040 の場合は $\zeta=35$ とした）

以上の計算をそれぞれ行い、先に示した計算結果と比較した結果を Table 6-1 に示す。表中の値は、計算開始から 50, 100, 150, 200 時間後における全節点について、両者の計算値の差の平均をとった値である。正值は単純化したことによって土層全体にわたり平均して計算値が低下したことを示している。ここで、上端が高温（D1040, W1040）の場合に圧力水頭に対する差が大きくなっているが、これはカラム最上端付近の圧力水頭値の絶対値が $10^6 \text{cmH}_2\text{O}$ のオーダーに達し、そうした一部の節点での差が影響した結果で、この値が大きいからといって全層にわたって差が大きいわけではないことに注意したい。

この表より、以下のことが明らかになった。

- 1) 圧力水頭勾配による水蒸気移動は、上端が高温の場合（特にケース D）に温度変化の再現性に若干影響している。つまり、上端が高温の場合には粒径が大きい低水分土層中での圧力水頭勾配による水蒸気移動量を無視することができない。
- 2) 顕熱輸送は、ケース W1040 における温度変化以外に対しては省略可能である。
- 3) 圧力水頭の温度依存性は、上端が高温の場合の温度変化にわずかながら影響している。時間的・空間的溫度変化が大きい場合に無視できない因子となり得る。
- 4) 不飽和透水係数の温度依存性は、どの実験ケースに対しても温度と圧力水頭の再現性にほとんど影響しない。
- 5) 温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数を一定にすると、上端が高温の場合に特に誤差が大きくなる。

このように、不飽和透水係数の温度依存性については、今回行った実験に対して、常に省略可能であるが、その他の因子については特に温度勾配の向きによって省略できないケースもあることが明らかになった。温度勾配の向きが重力方向と逆向きの場合には、目的によって厳密な解析が必要になることがわかる。

Table 6-1 Difference of temperature and pressure head calculated by simplified equations from those calculated by original equations at 50, 100, 150, and 200h after the start of calculations. Values are average of the differences at all nodes. SF1: neglecting D_{ps} , SF2: neglecting C_p , SF3: neglecting temperature dependence of hydraulic conductivity, SF4: neglecting sensible heat flux q_{hs} , SF5: $\zeta=8$ for fine sand and $\zeta=45$ for coarse sand ($\zeta=35$ for coarse sand for Case D1040)

D1040						
	hr	SF1	SF2	SF3	SF4	SF5
Temperature (°C)	50	-0.04	-0.05	-0.04	0.14	-2.17
	100	-0.40	-0.06	-0.24	0.16	-2.86
	150	-0.69	-0.03	-0.11	0.13	-3.14
	200	-1.05	-0.01	-0.17	0.11	-3.33
Pressure head (cmH ₂ O)	50	-38.84	-264.89	-270.96	25.68	1563.60
	100	-5153.90	-64.25	-5214.70	24.40	288.24
	150	-3279.60	563.44	-2761.70	1117.50	8382.00
	200	-7621.00	912.58	-2210.00	765.16	14136.00
D4010						
	hr	SF1	SF2	SF3	SF4	SF5
Temperature (°C)	50	0.00	-0.03	-0.01	-0.02	0.32
	100	0.00	-0.02	-0.01	-0.01	0.44
	150	0.00	-0.02	-0.01	-0.01	0.47
	200	0.00	-0.01	-0.01	0.00	0.48
Pressure head (cmH ₂ O)	50	0.00	-0.58	0.03	-0.01	0.35
	100	0.00	-0.22	0.01	0.01	0.46
	150	0.00	0.12	-0.02	0.00	0.32
	200	0.00	0.20	-0.02	0.00	0.31
W1040						
	hr	SF1	SF2	SF3	SF4	SF5
Temperature (°C)	50	-0.01	-0.42	-0.03	0.06	-0.19
	100	-0.09	-0.59	-0.03	0.05	-0.32
	150	-0.25	-0.75	-0.03	0.04	-0.48
	200	-0.41	-0.86	-0.03	0.04	-0.60
Pressure head (cmH ₂ O)	50	-2.24	-129.65	5.81	3.25	41.79
	100	-778.16	-1595.70	10.87	-6.16	-782.98
	150	-239.15	-2321.10	-22.56	67.88	-428.78
	200	-784.52	-4696.20	37.97	16.87	-1227.30
W4010						
	hr	SF1	SF2	SF3	SF4	SF5
Temperature (°C)	50	0.00	-0.16	0.00	0.01	-0.10
	100	0.00	-0.18	0.00	0.01	-0.10
	150	0.00	-0.18	0.00	0.01	-0.10
	200	0.00	-0.18	0.00	0.01	-0.10
Pressure head (cmH ₂ O)	50	0.00	-0.17	0.01	0.00	-0.18
	100	0.00	-0.18	0.01	0.00	-0.24
	150	0.00	-0.18	0.01	-0.01	-0.27
	200	0.00	-0.18	0.01	-0.02	-0.29

6.4 結 語

本章では、細砂と粗砂で成層化させた土壌中の熱・水分移動実験に対して数値解析を行い、解析に用いたモデルの適用性を検討した。その結果、カラム内に形成される温度場、水分環境での土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、温度勾配による水蒸気拡散係数といった土壌特性値が適切に定式化されれば、ここで用いた支配方程式が有効であることが明らかになった。

特に、温度勾配の向きが重力勾配に逆らって形成されるとき（実際の土壌では、夏季において地表面が高温になるときに温度勾配による水蒸気拡散係数、不飽和透水係数など多くの土壌特性値の精度が要求されることがわかった。一方、温度勾配の向きが重力方向と同じ場合は、土壌特性値の高い精度が要求されず、モデルの単純化も可能であることが示唆された。また、不飽和帯で水蒸気を含んだ空気の移流が生じるような粒径の大きい土壌では、こうした移動成分の移動係数を温度勾配による水蒸気拡散係数に含めることが可能であるが、温度勾配の向きに応じてその値を変化させる必要があることもわかった。

以上に得られた知見は、実際に温度勾配下の土壌中における熱・水分移動現象を解析する際、支配方程式と土壌特性値の必要な精度を判断する上で有用と考えられる。

第7章

土壤中熱・水分同時移動理論の応用例

7.1 概 説

土壤中の熱・水分同時移動実験とその数値解析に関する考察より、適切な土壌特性値が与えられれば、第6章で用いた支配方程式は有効であると結論付けることができる。

本章では、このモデルを用いた応用例として、仮想的な帯水層蓄熱を設定し、飽和－不飽和土壌中の熱環境と水分環境を定量化することによって、蓄熱効率の面から有効な帯水層蓄熱システムについて検討した。また、モデル利用の一例として、乾燥寒冷地の地下食料保冷室における熱負荷特性に関する計算を行った。これは、地下土層中に熱（この場合、冷熱）を貯留し、それを夏季の食料保冷のために利用するという意味で、ATES と類似した自然エネルギー利用技術の 1 つである。

7.2 効率的帯水層蓄熱システムの検討

7.2.1 解析概要

解析には式(6-1)、(6-2)を用いた。ここでは、流入と流出熱量は均衡しており、見かけ上、横方向の熱損失はないとした。そこで、水平方向の温度、水分環境は同じと仮定して、解析対象は鉛直 1 次元とした。また、不飽和帯の空気の自然対流による水蒸気移動は、温度勾配による水蒸気拡散係数を補正することによって考慮し、飽和帯での自然対流は、堀野ら（1992）の知見により、今回対象とした土壌では無視できるとした。

本解析では、夏季（8 月初め）に帯水層に温水を注入して、冬季（12 月終わり）に温水を回収する ATES を想定し、150 日間のシミュレーションを行った。地下を構成する帯水層として砂層（細砂と粗砂の 2 種類）、難透水性地盤と加圧層として粘土層を仮定した。細砂については豊浦標準砂、粗砂については相馬硅砂の土壌特性（土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、熱伝導率、比熱）を与えた。粘土層は常に飽和帯にあるため、飽和透水係数には $7.9 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$ 、熱伝導率には $0.756 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、間隙率 0.446、乾燥した粘土の比熱 $858 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、土粒子密度 2.75 を与えた。

初期温度は、地表面で 30°C 、深さ 15m 以深で 15°C 一定とし、地表面から深さ 15m までは線形補間した。蓄熱帯水層中は注入水温で均一とした。初期圧力水頭は、不飽和帯が細砂の場合は、地下水面上 1m 以浅で懸垂水帯になると仮定して $-100 \text{ cmH}_2\text{O}$ 一定、粗砂の場合は地下水面上 60cm 以浅で同様に $-60 \text{ cmH}_2\text{O}$ 一定とし、残りの領域では線形に変化させた。地表面境界温度 T_s は日周期、年周期で変化するとした。

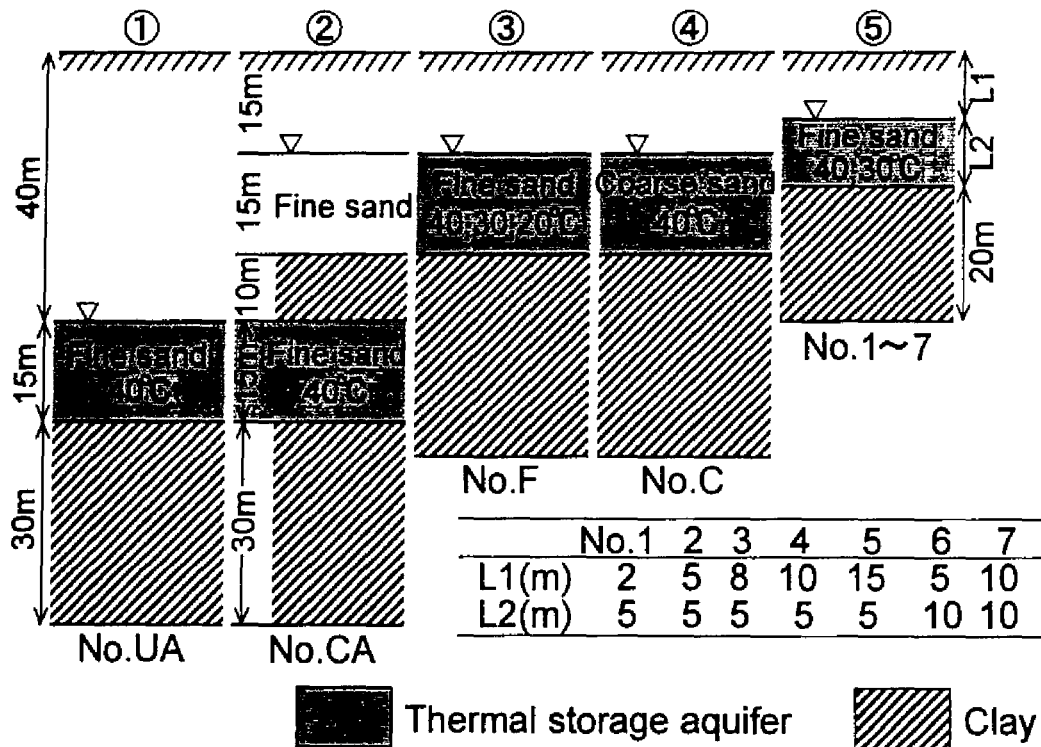


Fig.7-1 Ideal aquifer models for the aquifer thermal energy storage (ATES).

$$T_s = 15.0 + 10.0 \sin\left(\frac{2\pi t}{365 \times 24} + \frac{\pi}{2}\right) + 5.0 \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \frac{\pi}{2}\right) \quad (7-1)$$

t は時間(h)である。解析領域下端は 15℃一定とした。

効率的な帯水層蓄熱システムに関する知見を得るために、以下の点に絞って計算を行った。

- 1) 不圧帯水層 (No.UA) と被圧帯水層 (No.CA) : Fig.7-1①, ②
- 2) 不圧帯水層で帯水層が細砂 (No.F) と粗砂 (No.C) の場合 : Fig.7-1③, ④
- 3) 不圧帯水層の深さと厚さを変化させた場合 (No.1~7) : Fig.7-1⑤
- 4) 注入水温を変化させた場合 : Fig.7-1③, ⑤

7.2.2 結果と考察

蓄熱効率の指標として、蓄熱帯水層の熱エネルギー E (温水注入直前の温度からの温度変化 \times 体積熱容量 \times 蓄熱帯水層厚) とシミュレーション開始時 (温水注入直後) における同熱エネルギー E_0 の比 E/E_0 を計算した。その経時変化を Fig.7-2 に示す。図中の数値は、150 日後の E/E_0 の値を表す。また、Fig.7-3 に、No.UA, CA, F, C (いずれも注入水温は 40℃) の 150 日後の熱フラックス成分プロファイルを示す。 q_h は全熱フラックス、 q_{hc} は熱伝導成分、 q_{hLT} は温度勾配による潜熱輸送成分で、その他の成分はほぼ 0 であった。矢印は熱移動の方向 (正值が下向き) である。

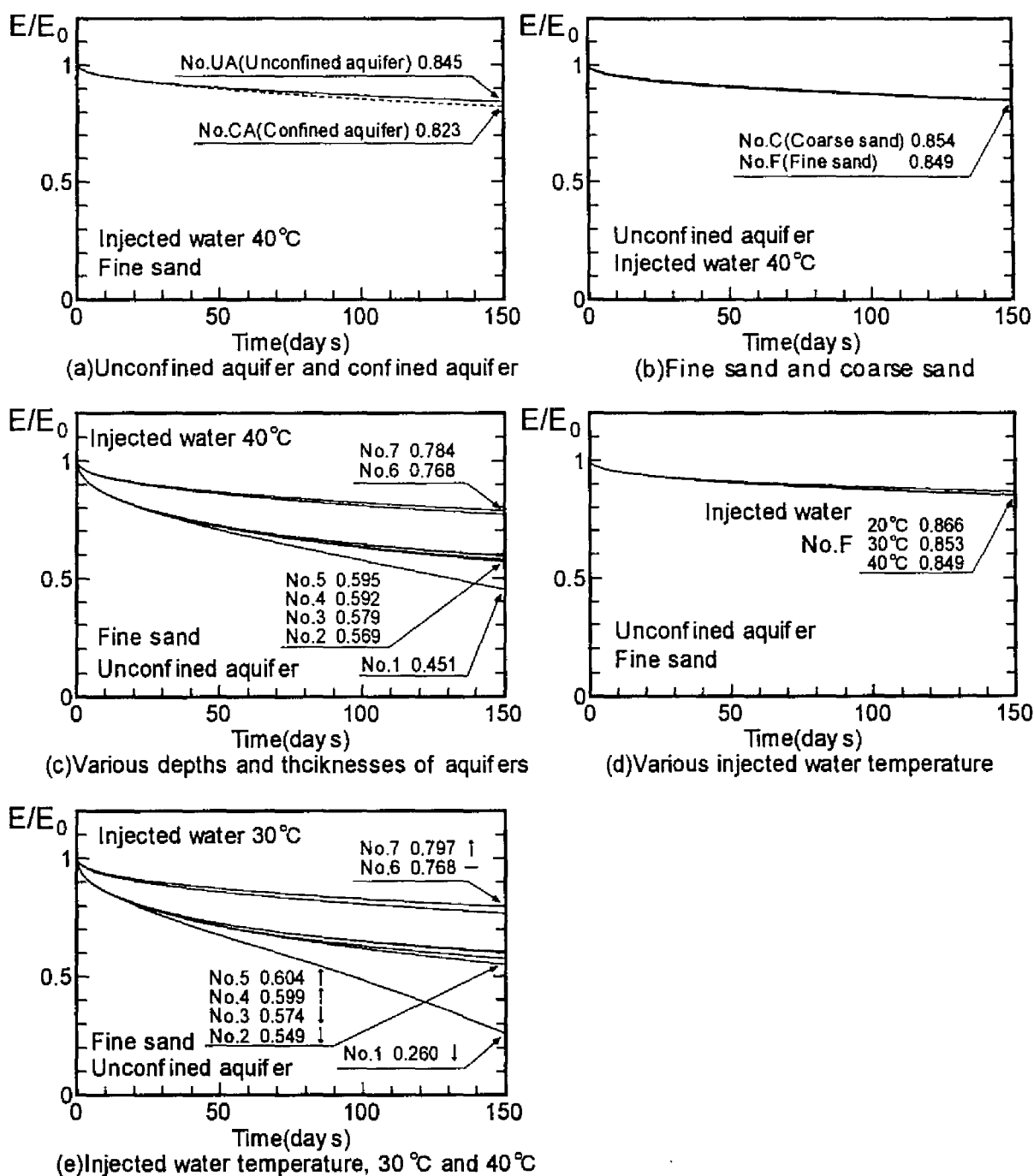


Fig.7-2 Temporal changes in thermal energy stored in an aquifer.

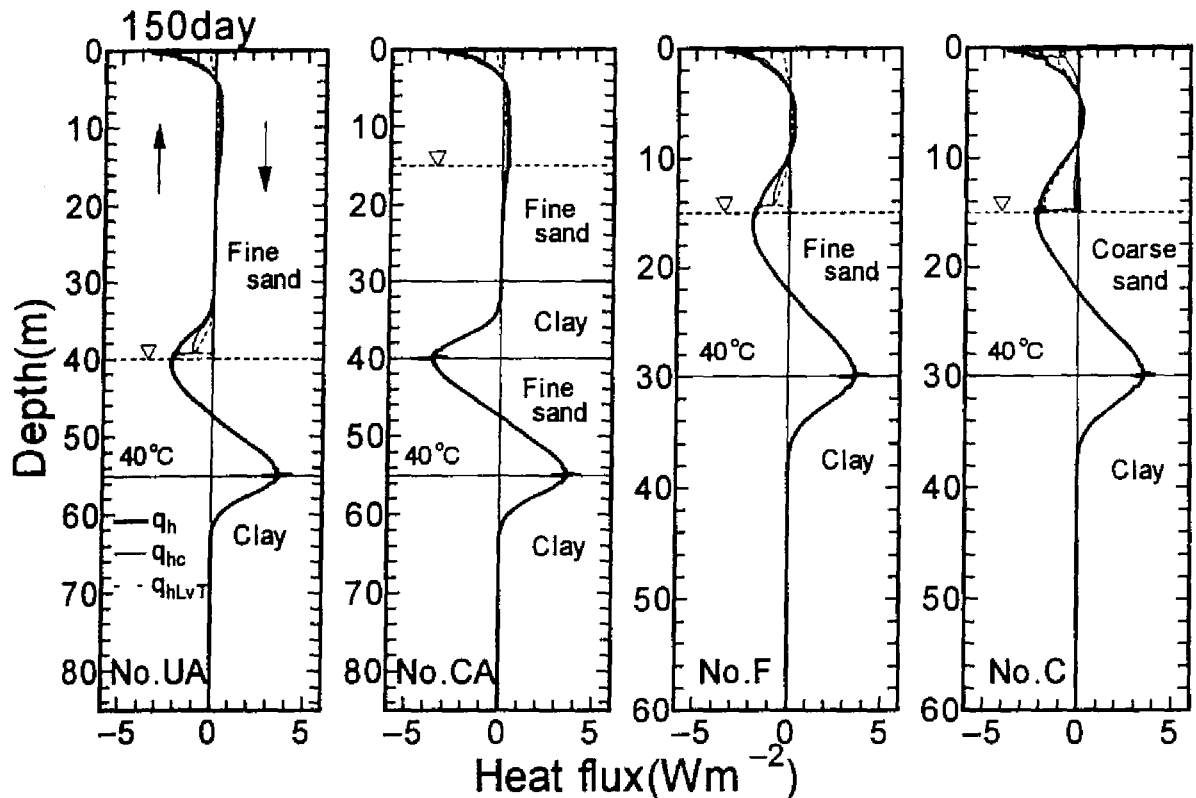


Fig.7-3 Profiles of components of heat fluxes at 150d after the start of calculations.

(1)不圧帯水層と被圧帯水層

Fig.7-2(a)から不圧帯水層の方がわずかであるが蓄熱効率が大きいことがわかる。これは、Fig.7-3 から、飽和加圧粘土層の熱伝導量が、不圧地下水面上の細砂層での熱伝導量と温度勾配による潜熱輸送量の和を若干上回ったためと考えられる。ATES における不飽和帯を含めた解析では、不飽和帯での水蒸気移動に伴う潜熱輸送を考慮する必要があることが明らかである。

(2)不圧帯水層で帯水層が細砂と粗砂の場合

Fig.7-2(b)より、蓄熱対象となる不圧帯水層が細砂と粗砂では、蓄熱効率はほぼ同じである。これは、Fig.7-3 から、地下水面上の粗砂層では主に温度勾配による潜熱輸送が支配的となり、細砂層での熱移動量（熱伝導と温度勾配による潜熱輸送の和）より大きくなった一方で、地下水面下での温度伝導性は、粗砂層よりも細砂層で高く、帯水層下の粘土層への下向き熱移動量が細砂層で大きくなって、両者が相殺されたためと考えられる。粒径が大きく、水蒸気移動量が増大して、不飽和帯を通る上方への熱損失量が増加しても、蓄熱層の蓄熱効率はそれのみに影響されるわけではないが、無視できない因子であることがわかる。

(3)不圧帯水層の深さや厚さが異なる場合

Fig.7-2(c)より、帯水層厚が大きい程、蓄熱効率が高く、地下水面が浅くない限り、蓄熱層の位置が蓄熱効率に与える影響は小さい。ここでは、地下水面までが 2m と浅い場合に、不飽和帯への熱損失量が増大し、効率が極端に低下した。これは、地表面温度の影響を受けたためと考えられる。

(4) 注入水温を変化させた場合

Fig.7-2(d)は、Fig.7-1③に示す帯水層において注入水温が 40, 30, 20℃での蓄熱効率の違いを示している。Fig.7-2(e)は Fig.7-1⑤に示す帯水層で注入水温 30℃の場合の結果である。図中の数値横の矢印は注入水温 40℃の場合 (Fig.7-2(c)) と比較して E/E_0 がどう変化したかを示している。これらの図より、注入水温が蓄熱効率に与える影響は、地下水面深さが 2m と浅い場合を除いて小さい結果となった。

以上のシミュレーションは、あくまで理想的で、潜在的な蓄熱効率の面から考察したに過ぎないが、水蒸気移動に伴う熱移動を含んだ不飽和帯の熱・水分移動特性が帯水層蓄熱効率の評価において重要な因子となることが明らかになった。蓄熱効率の面からは、帯水層厚さが最も蓄熱効率に影響するといった知見が得られた。

7.3 地下食料保冷システムにおける熱負荷の評価

中国内陸部の乾燥寒冷地においては、冬季に低温となって土壤が凍結する一方、夏季には、蒸発量の増大に伴う塩類集積が生じるほど高温になる。夏季にはその気候を利用して作物生産（ウリ、メロン、スイカなど）が行われているが、貯蔵システムが構築されていないために、野菜類の冬季の需要が満たされていないのが現状である。今後、こうした地域での所得の向上とともに、野菜類の需要が急増するものと考えられ、保冷のためのシステム開発が必要になると推測される。ここでは、地下の保温性に着目し、電力などのエネルギー投入を極力節約するように、潜熱蓄熱システムを利用した地下保冷システムを提案する（中村ら、1998b）。本節では、その実現の可能性を検討するために、夏季の保冷システムを想定して、潜熱蓄熱システムにかかる熱負荷量を評価した。

7.3.1 地下保冷システム

例えば、中国内陸部に位置する酒泉の月別平年気温を Fig.7-4 中の実線に示す（理科年表、1998）。7 月には平均 21.4℃にまで達する。Fig.7-4 中の○は実測土壤温度（大森、1998）である。点線の一部は気温を地表面温度としたとき、熱・水分移動方程式(6-1)、(6-2)から推定される計算値である。この計算での土壤はこの地域に多く分布する Clay loam とした。その特性値は後述する。土壤温度も気温上昇に伴って上昇していることがわかる。したがって、夏季の野菜類貯蔵のためには保冷システムが不可欠となり、例えば、保冷室温度を 5℃とすると、図中斜線部分を冷却する必要がある。

ここで提案する地下保冷システムの概要を Fig.7-5 に示す。保冷室の熱負荷調整システムとして球カプセルを用いた潜熱蓄熱システムを導入する。潜熱蓄熱システムは、物質が相変化するとき放出・吸収される大きな潜熱を利用するものである。日本においては、エネルギー負荷が昼間に集中してピーク負荷が増大する問題への対策として、電気料金の安い夜間電力を利用して潜熱蓄熱を行い、その蓄熱エネルギーを昼間に利用して電力コストの低減を図っている。蓄熱媒体として球カプセルを用いると、①蓄熱槽形状を問わない、②融点の異なる物質をカプセル内に充填できるため、熱交換効率の高い蓄熱が可能になるといった利点を有する。

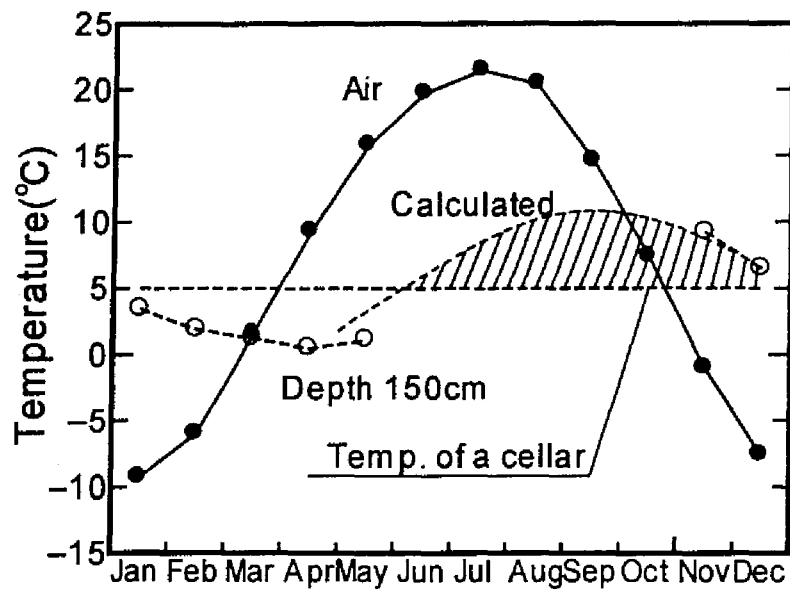


Fig.7-4 Monthly average air temperature at Jiuquan (酒泉) in China and an example of soil temperature at 150cm depth. Soil temperature was measured from November to May and calculated during remaining period. Shaded portion represents temperature difference, which should be cooled down by underground cooling system.

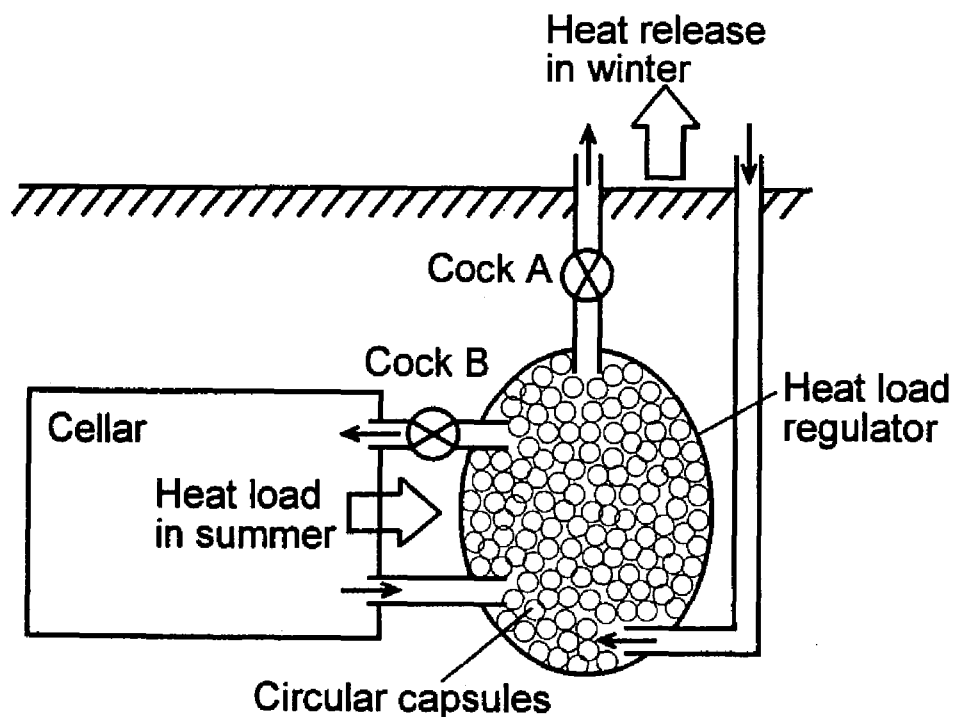


Fig.7-5 Schematic diagram of underground cooling system.

適当な融点をもつ物質を球カプセル内に充填し、それを蓄熱槽に充填する。冬季にコック A を開け、コック B を閉めて低温の空気を蓄熱槽に送り込み、カプセル内の物質を凝固させ、夏季にコック A を閉じ、コック B を開けて蓄熱層からの冷風を保冷室内に送り込んで低温に保つ。球カプセルの充填率、送風量、球カプセル内の物質などを調整して保冷室の温度を一定に保つよう管理する。

さらに、冬季に保冷室内に冷外気を送り込むことにより、保冷室周辺の土壌を凍結させておけば、夏季における潜熱蓄熱システムの負荷を緩和することができる。

7.3.2 熱負荷の評価

(1) 支配方程式

夏季における熱負荷量を評価することを目的としているため、用いた支配方程式には、土壌の凍結・融解過程を含めず、式(6-1)、(6-2)を用いた。ただし、熱損失項は考慮していない。

(2) 土壌特性

対象とした土壌は、内蒙古河套灌区の Clay loam とした。土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、熱伝導率には Shi (1998) が定式化した関数を用いた。それぞれ、Figs. 7-6, 7-7, 7-8 に示す。温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数 ζ は Clay loam では小さいため 1 とした。

(3) 数値計算

計算期間は、夏季を含む 5～11 月とした。保冷室は深さ 150cm から 300cm に設けた (Fig. 7-9)。地表面から保冷室上端までの計算では、初期温度条件を大森 (1998) のデータをもとに 5 月 8 日の地温プロファイルで与え、初期圧力水頭条件は均一とし、 $-5\text{cmH}_2\text{O}$ 一定で与えた。地表面温度 (T_s) は Fig. 7-4 を参考に日周期、年周期で変化するとし、以下の式で与えた。

$$T_s = 7.0 + 15.0 \sin\left(\frac{2\pi t}{365 \times 24} + \frac{\pi}{6}\right) + 5.0 \sin\left(\frac{2\pi t}{24} - \frac{2\pi}{3}\right) \quad (7-2)$$

t は時間(h)である。下端境界温度は保冷室温度 (5°C) とした。

一方、保冷室以深の計算では、初期温度を 10°C 一定、初期圧力水頭を $-5\text{cmH}_2\text{O}$ 一定、上端境界温度を保冷室温度 (5°C)、下端境界温度を深さ 6m で 10°C 一定とした。

また、初期圧力水頭を $-50\text{cmH}_2\text{O}$ にした場合と、保冷室温度を 1°C にした場合の計算も行った。

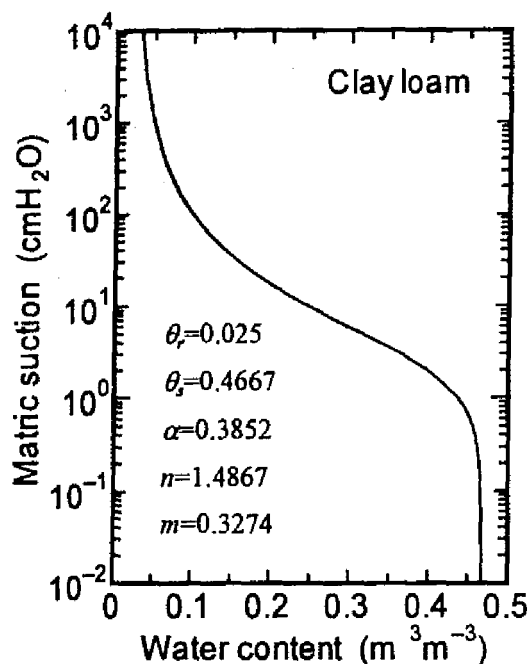


Fig.7-6 Soil water retention curve of clay loam modeled by van Genuchten's equation.

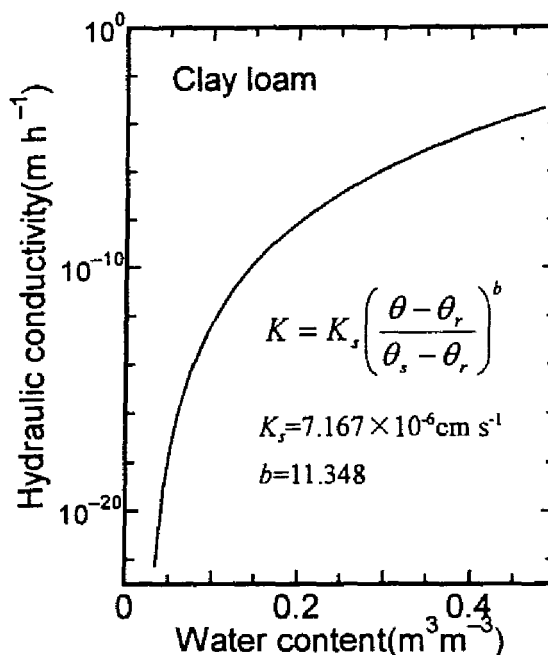


Fig.7-7 Unsaturated hydraulic conductivity of clay loam modeled by Brooks and Corey type equation.

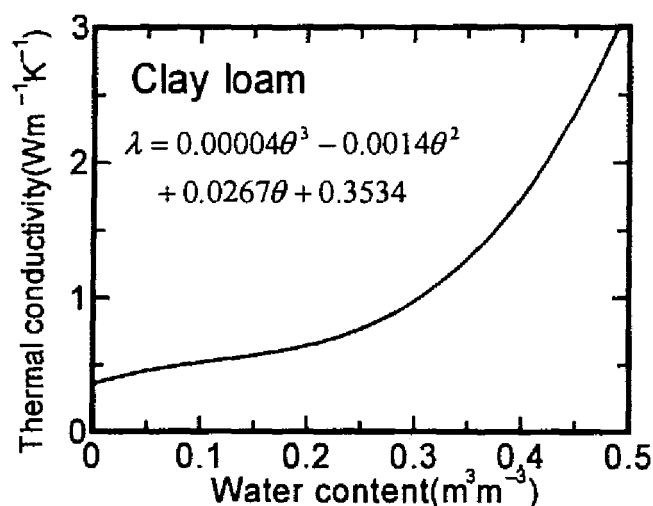


Fig.7-8 Thermal conductivity of clay loam modeled by polynomial expression.

(4) 熱負荷の経時変化

保冷室温度 5℃, 初期圧力水頭-5cmH₂O の場合の保冷室上端 (深さ 150cm) と下端 (深さ 300cm) での熱フラックス変化を Fig.7-10 中の実線に示す (正值: 上向き, 負値: 下向き). 保冷室に上端から入り込む熱フラックスは, 7~8 月に最大 4.07W m² となり, その後徐々に減少して, 11 月中旬頃から逆に土壌温度が保冷室内温度よりも低温になっている. 日変化はみられなかった.

一方, 保冷室下端から保冷室内に入り込む熱フラックスは, 計算開始から漸減し, 11 月に 0.67W m² に達する. 保冷室下端からは常に熱が保冷室内に入り込んでいる. よって, 保冷室上端と下端から保冷室内に流入する熱フラックス (すなわち, 逆にいえば, 保冷室から外部へ同量の冷熱が供給されていることになる) だけの熱負荷が熱負荷調整システムにかかり, ピーク負荷はおおよそ 5.05W m² となった. 5~11 月にかけての全熱負荷量は 6.04 × 10⁷J m² である. これがすべて熱負荷

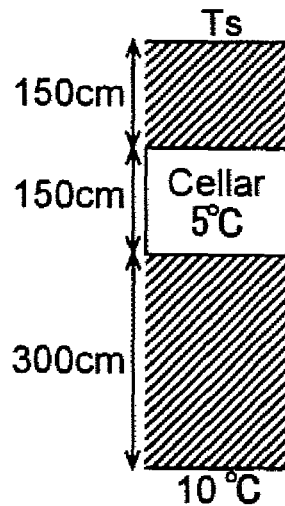


Fig.7-9 Position of a cellar in calculations.

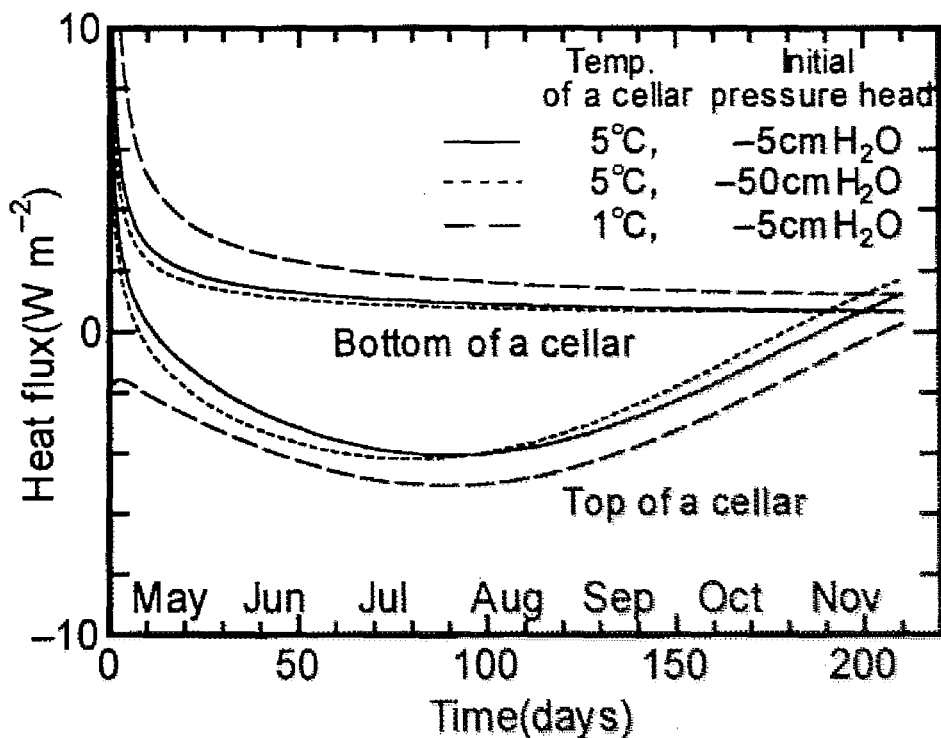


Fig.7-10 Temporal changes in heat fluxes through the top and the bottom of a cellar.

調整システムで賄われるとすると氷換算で、 181kg m^{-2} の水が必要となる。

初期圧力水頭が $-50\text{cm H}_2\text{O}$ の場合と保冷室内温度が 1°C の場合の結果を Fig.7-10 中の点線、破線にそれぞれ示す。先と同様に熱負荷量を氷換算で計算すると、それぞれ 173kg m^{-2} 、 306kg m^{-2} となる。初期の土壌水分量の影響は、この場合大きくないことがわかる。保冷室内の温度を 1°C にすると、熱負荷量が約 1.7 倍に増加する。実際の運用では、野菜類貯蔵にとって生理的に最適な温度を設定することになる。

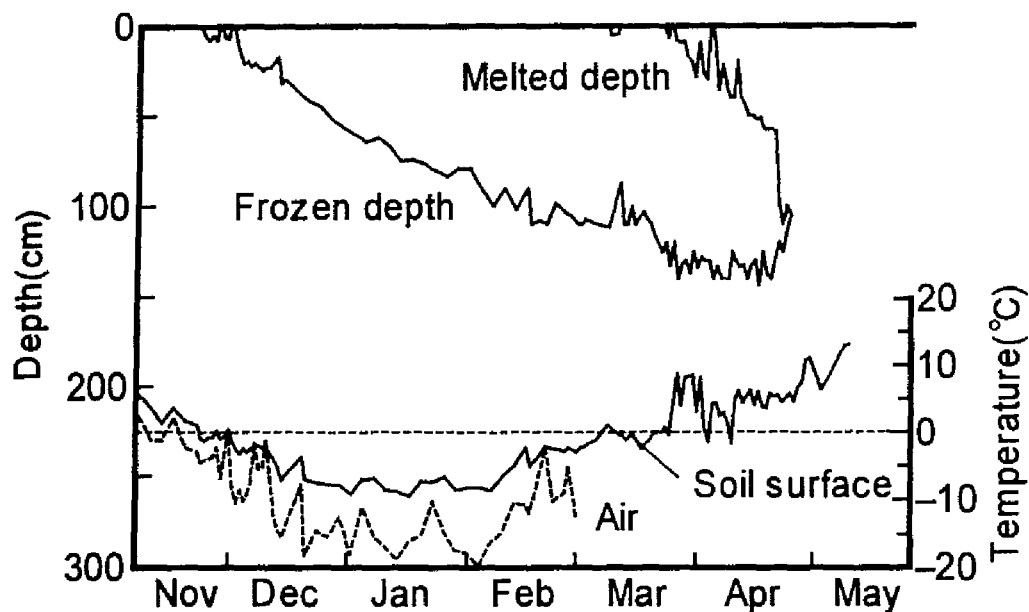


Fig.7-11 Temporal changes in frozen depth, melted depth, soil surface temperature, and air temperature at Hetao Irrigation District in China.

7.3.3 熱負荷緩和のための運用

先にも述べたように、冬季に地上の冷気を地下保冷室内に送り込むことによって、保冷室周辺の土壌を凍結させることにより、夏季に必要な熱負荷量を緩和することが可能となる。

内蒙古河套灌区におけるデータ（大森，1998）より得られた凍結深と融解深（地温 0°C の深さ）、気温、地表面温度の経時変化を Fig.7-11 に示す。最大凍結深は3～4月にかけて深さ約130cmまで達している。保冷室内に冬季の外気を導入すれば、保冷室周辺の土壌が凍結し、その凍結厚さは理想的には Fig.7-11 に示した地表面からの凍結厚さに等しくなるはずである。したがって、深さ150cmから300cmに保冷室を設置する場合には、地表面から保冷室までの土壌はすべて凍結することになる。また、保冷室下部の土壌も約1mほど凍結する。

仮に、土壌の体積含水率が0.2で、保冷室上下部で1m分の凍結層が保冷室の冷却に寄与すると考えた場合、氷 183kg m^{-2} 分の融解熱 $6.12 \times 10^7 \text{J m}^{-2}$ が人工的なエネルギー投入なしで賄えることになる。ただし、この蓄冷エネルギーを利用できるのは、5～6月の夏季初期段階に限られるため、保冷室壁面、底面に断熱材を取り付け、土壌から保冷室への冷熱の流入を調節するなどして長期間、氷を土壌中に維持する工夫が不可欠となろう。どれだけの氷が土層内に存在し、その中で保冷室の冷却に寄与する量がどれだけか、また、その時間的变化を厳密に予測するためには、保冷室周辺土壌の凍結・融解過程を考慮した解析が必要である。

7.4 結 語

第6章で述べた土壌中の熱・水分移動モデル式を、ATESや地下保冷システムにおける不飽和帯での熱・水分移動現象の定量化に適用した結果、こうした解析がそれらの最適なシステム構築への一助になり得ることが示された。

ATESにおける効率的蓄熱に関する考察から、蓄熱効率が土壌の熱伝導性だけでなく、水蒸気

移動に伴う熱移動量にも影響されることが示された。粒径が大きく、間隙体積が大きい土壌では温度勾配による水蒸気移動量が大きくなるため、こうした土壌を対象としたときは、同拡散係数の把握が重要となる。また、不圧帯水層の場合、地下水面までの深さよりも蓄熱帯水層の厚さが蓄熱効率に大きく影響し、厚いほど蓄熱効率が向上する。ただし、地表面から地下水面までの距離が例えば 2m と短い場合は、地表面温度の影響を受けて蓄熱効率が低下することがわかった。こうした知見は、蓄熱帯水層選定の一助になるものと考えられる。今後は、地下水流動現象も考慮した 2 次元あるいは 3 次元解析を行い、現場土壌へ適用することによって、より実用的なモデルの運用法を確立する必要がある。

また、地下食料保冷システムに関する考察では、理論的計算からは、土壌の凍結を補助的に利用した保冷システムが可能であることが推察される。ただし、本技術の実用化に向けては、ATES の場合と同様に 2, 3 次元解析を行い、さらに、保冷室内への冷外気を送り込む方法、保冷室内温度の調節法、適切な熱負荷調整システムの構築と管理法、野菜類の生理的側面からの適切な温度・ガス環境調整法など、解決しなければならない問題は多い。

第8章

結 論

飽和－不飽和土壌中の熱・水分同時移動現象は、帯水層熱エネルギー貯留技術（ATES）だけでなく、植物単体レベルの土壌－植物－大気連続系（SPAC）、圃場レベルの熱・水分環境、リモートセンシングで対象となるような地域レベルの熱・水分環境を扱う上で、必要不可欠な現象の 1 つである。本研究では、比較的規模の大きな土壌カラムを用いた室内実験とその数値解析を行うことによって、カラム内の熱・水分同時移動を実験的、理論的に考察し、その基礎的な移動形態を把握した。なお、理論の利用の可能性についても触れた。本研究で得られた知見を要約すると以下のようである。

第 1 章では、自然エネルギーの有効利用技術の 1 つである ATES が今後地域のエネルギー源として見直されるべきものであることを示し、その適切な設計、管理、環境評価のためには、飽和－不飽和土壌中の熱・水分同時移動現象の解明とその定量化が不可欠であることを指摘した。

第 2 章では、飽和－不飽和土壌中の熱・水分移動現象に関するこれまでの研究成果を整理した。温度勾配下にある土壌中で生じる液状水移動、水蒸気移動を定式化した水分移動方程式と、熱伝導、水分移動に伴う顕熱輸送、水蒸気移動に伴う潜熱輸送を定式化した熱移動方程式の導出を Milly (1982) の理論をもとに示した。Milly のモデルでは、土壌中の気相自体の流れは考慮されていない。そこで、Pollock (1986) が提案した核廃棄物の地層処分特に問題となる気相自体の流れを考慮したモデル式も示した。Pollock のモデルでは気相の気相圧が変数として加わるため、解析に必要なパラメータが増加し、モデルの精度が低下しかねない。この 2 つのモデルを示すことにより、気相自体の流れも考慮した、かつ必要なパラメータの少ないモデルの開発が重要であることを示唆した。また、モデルの入力パラメータとしてその定式化が必要となる土壌の水分特性（土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数）、熱的特性（熱伝導率）の測定法、モデル式、温度依存性について整理したところ、水蒸気拡散係数に関する研究は発展途上であり、土壌水分特性曲線、不飽和透水係数の温度依存性も理論的に説明できていないことなどが確認された。

第 3 章では、本研究で行った「地下水変動型」と「地下水位一定型」の熱・水分移動実験の概要を示した。「地下水位変動型」実験は、地下水盆で囲まれ、外部との水の出入りがない場合を、「地下水位一定型」実験は、周囲の帯水層あるいは河川、海などとの水の出入りがある場合を想定したものである。土壌カラム内は、より現実に近いものとして、2 種類の砂土で成層化させており、本実験に用いた砂土（豊浦標準砂と相馬硅砂）の水分特性、熱的特性について述べた。ここでは、粒径の比較的大きい砂土の不飽和透水係数を排水試験から推定する方法が有効であること、また、土壌の熱伝導率の測定について、双子型プローブ法において電圧を 3V、通電時間を 10 秒とすれば、その温度依存性は明確に現れないことを詳述した。

第4章では、ATESにおける蓄熱効率向上のための手段として、例えば、地下排水によって地下土層中に低水分量土層を形成することにより、その土層が帯水層中に蓄えられた熱エネルギーの損失に対して断熱効果の役割を果たすのではないかと考え、これを検討した。ここでは、実験で成層土壌の粒径の大きな土層中に形成される低水分量領域が果たして熱損失を抑制するかどうかを、地下水位変動型実験結果より考察した。その結果、低水分量領域では、土壌自体を流れる熱伝導成分が熱伝導率の低下とともに減少するが、それを補完するように水分移動に伴う熱移動が生じるため、見かけ上の熱伝導率は低下せず、帯水層からの熱損失は抑制されないことが明らかになった。また、実験結果より、カラム内では、温度勾配による水分移動の結果変化した水分状態が温度場の形成に影響していることが示された。

第5章では、実験カラム中で生じている熱移動と水分移動がどのような駆動力で生じており、それがどの程度の量であるのかを、地下水位一定型実験の定常に近い状態について解析した。その結果、粒径の大きな土層中での不飽和帯では、温度勾配による水蒸気移動量が圧力水頭勾配による同移動量よりも3~4オーダー大きく、温度勾配が水蒸気の支配的な駆動力になっていること、熱移動は水分移動に大きく影響されており、熱伝導と温度勾配による水蒸気移動に伴う潜熱輸送が主な成分であることなどがわかった。また、ここで用いた粗砂の温度勾配による水蒸気拡散係数 D_{rv} の補正係数 ζ が従来提案されてきた補正係数より大きいことが明らかになり、不飽和の粗砂層中では、水蒸気を含んだ空気の移流（密度差による自然対流、液状水の移動に伴う移流、微視的な圧力不均衡、温度不均衡による移流などによる気相自体の流れ）が生じ、それに伴う熱移動機構が存在する可能性が示唆された。また、こうした移動の多くは温度勾配が起因となるものであるから、これに対する補正係数を ζ 、つまり D_{rv} に含めて扱った結果、粗砂の場合、 D_{rv} は水分量が0.2以下の低水分量領域でかなり大きな値をとることが導かれた。

第6章では、液状水、水蒸気移動とそれに伴う熱移動を組み込んだ Milly のモデルに基づいたモデル化を行い、地下水位変動型実験に対する数値解析を行った。その結果、カラム内で形成される温度、水分環境での土壌水分特性曲線、不飽和透水係数、温度勾配による水蒸気拡散係数といった土壌特性値を適切に定式化すれば、モデルが有効であることがわかった。特に、上端側が高温、下端側が低温になるように温度勾配が形成されると、低水分量領域において、特に液状水移動と温度勾配による水蒸気移動の移動方向が一致し、かつ両移動量も無視できない大きさであるため、これらの移動係数である不飽和透水係数や温度勾配による水蒸気拡散係数の定式化が特に重要となった。また、水蒸気を含んだ気相自体の流れを温度勾配による水蒸気拡散係数に含めて解析を行ったが、このとき温度勾配の向きによってその大きさが変化する場合もあることもわかった。さらに、モデル運用の実用性を考えて、温度場、土壌水分量の形成に寄与の小さい因子は無視し、モデルの単純化の可能性を検討した。その結果、上端側が低温、下端側が高温になるように温度勾配が形成された場合に、圧力水頭勾配による水蒸気移動、水分移動に伴う顕熱輸送、圧力水頭の温度依存性、不飽和透水係数の温度依存性を無視することが可能で、温度勾配による水蒸気拡散係数の補正係数も温度、水分量に関わらず一定とすることができると明らかになった。

第7章では、前章で有効と結論付けられたモデルを用いた応用例を示した。まず、蓄熱効率の面から有効な蓄熱帯水層システムについて、様々な仮想的な蓄熱帯水層を設定して検討を行った。その結果、帯水層の厚さが地下水面までの深さよりも大きく蓄熱効率に影響し、帯水層厚が大き

いほど蓄熱効率が向上すること、ただし、地下水面までの深さが深さ 2m と浅い場合は地表面温度の影響を受けて蓄熱効率が低下することなど、蓄熱帯水層選定の際の一助になるような知見が得られた。また、粒径が大きい土層中では、温度勾配による水蒸気移動とそれに伴う熱移動が蓄熱効率に影響を及ぼすことも示された。別の応用例として、乾燥寒冷地での食料保冷システムとして、冬季の冷熱を土壌中もしくは潜熱蓄熱システムに導いておいて、夏季にその蓄冷熱を食料保冷の熱源として利用する技術を考え、保冷のために必要な熱負荷量を計算した。その結果、ここで提案した保冷システムは、実用化に向けて様々な課題が存在するが、熱負荷という側面のみからみると、土壌凍結を利用した蓄冷熱を組み合わせることによって、理論的に可能であることが示された。

以上本研究で示したように、土壌中の熱・水分移動モデル式の入力パラメータとして必要な土壌特性値は、対象土壌の温度、水分環境で正確に定式化されなければ、適切な結果が得られない。したがって、幅の広い水分量（特に低水分量領域）に対して精度の高い土壌特性を得るための技術、理論の展開が不可欠である。また、より物理的に厳密なモデルを構築するために局所的間隙内の移動機構を解明することも重要となろう。しかし、一方で実用面を重視するならば、まとめられる因子はまとめ、寄与の小さい因子は省略し、必要なパラメータが最小限に抑えられ、かつそれが簡単に測定あるいは推定できるものであるような単純モデルの構築もまた重要である。本研究では、比較的厳密に現象を考慮した解析とその単純化を行うことによって、土壌中の熱・水分同時移動機構とそのモデル化に関する様々な知見を得ることができた。本研究で得られた成果が、ATES のみでなく地域や圃場での熱環境、水分環境を研究対象とする際に参考になれば幸いである。

引用文献

- Bach, L.B. (1992) : Soil water movement in response to temperature gradients : Experimental measurements and model evaluation, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp.37-46
- Benjamin, J.G., M.R. Ghaffarzadeh, and R.M. Cruse (1990): Coupled water and heat transport in ridged soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, pp.963-969
- Campbell, G.S.・中野政詩・東山 勇 (監訳) (1987) : パソコンで学ぶ土の物理学 [自然環境管理の基礎], 鹿島出版会, 192p.
- Campbell, G.S., J.D. Jungbauer, Jr., W.R. Bidlake, and R.D. Hungerford (1994) : Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity, *Soil Sci.*, 158(5), pp.307-313
- Campbell, G.S., J.D. Jungbauer, Jr., K.L. Bristow, and R.D. Hungerford (1995) : Soil temperature and water content beneath a surface fire, *Soil Sci.*, 159(6), pp.363-374
- Cary, J.W., S.A. Taylor (1962) : The interaction of the simultaneous diffusions of heat and water vapor, *Soil Sci. Soc. Proc.*, pp.413-416
- Cary, J.W. (1979) : Soil heat transducers and water vapor flow, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp.835-839
- Cass, A., G.S. Campbell, and T.L. Jones (1984) : Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, pp.25-32
- Chahal, R.S. (1964) : Effect of temperature and trapped air on the energy status of water in porous media, *Soil Sci.*, 98, pp.107-112
- Chahal, R.S. (1965) : Effect of temperature and trapped air on matric suction, *Soil Sci.*, 100, pp.262-266
- Combarous, M.A. and S.A. Bories (1975) : Hydrothermal convection in saturated porous media, *Advances in Hydrosience* edited by Ven te Chow, 10, pp.231-307
- Constanz, J. (1982) : Temperature dependence of unsaturated hydraulic conductivity of two soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, pp.466-470
- Constanz, J. (1991) : Comparison of isothermal and isobaric water retention paths in nonswelling porous materials, *Water Resour. Res.*, 27(12), pp.3165-3170
- de Vries, D.A. (1958) : Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, *Eos. Trans. AGU*, 39, pp.909-916
- de Silans, P.A, L. Bruckler, J.L. Thony, and M. Vauclin (1989): Numerical modeling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil -Comparison with field observations, *J. Hydrology.*, 105, pp.109-138
- Eching, S.O. and J.W. Hopmans (1993) : Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, pp.1167-1175
- Eching, S.O., J.W. Hopmans, and O. Wendroth (1994) : Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, pp.687-695
- Gardner, R. (1955) : Relation of temperature to moisture tension of soil, *Soil Sci.*, 79, pp.257-265
- Haridasan, M. and R.D. Jensen (1972) : Effect of temperature on pressure head-water content relationship and conductivity of two soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, pp.703-708
- Hompans, J.W. and J.H. Dane (1985) : Effect of temperature-dependent hydraulic properties on soil water

- movement, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp.51-58
- Hopmans, J.W. and J.H. Dane (1986a) : Temperature dependence of soil hydraulic properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, pp.4-9
- Hopmans, J.W. and J.H. Dane (1986b) : Temperature dependence of soil water retention curves, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, pp.562-567
- Jury, W.A. and J. Letey Jr. (1979) : Water vapor movement in soil : Reconciliation of theory and experiment, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp.823-827
- Kasubuchi, T. (1977) : Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil, *Soil Sci.*, 124(5), pp.255-258
- Mercer, J.W., C.R. Faust, W.J. Miller, and F.J. Pearson (1981) : Review of simulation techniques for aquifer thermal energy storage (ATES), Prepared for Pacific Northwest Laboratory Seasonal Thermal Energy Storage Program under Special Agreement B-B2424-A-0, Pacific Northwest Laboratory, 183p.
- Milly, P.C.D. (1982) : Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media : A matrix head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res.*, 18, pp.489-498
- Milly, P.C.D. (1984) : A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, *Water Resour. Res.*, 20, pp.1087-1098
- Nassar, I.N. and Horton, R. (1989a) : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil, 1. Experimental results, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, pp.1323-1329
- Nassar, I.N. and Horton, R. (1989b) : Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil, 2. Theoretical development, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, pp.1330-1337
- Nassar, I.N., A. Globus, and R. Horton (1992) : Simultaneous soil heat and water transfer, *Soil Sci.*, 154, pp.465-472
- Philip, J.R. and D.A. de Vries (1957) : Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38(2), pp.222-232
- Pollock, D.W. (1986) : Simulation of fluid flow and energy transport processes associated with high-level radioactive waste disposal in unsaturated alluvium, *Water Resour. Res.*, 22, pp.765-775
- Pruess, K. and J.S.Y. Wang (1987) : Numerical modeling of isothermal and nonisothermal flow in unsaturated fractured rock – A review, In *Flow and transport through unsaturated fractures rock*, Edited by D.D. Evans and T.J. Nicholson (eds), *Geophysical Monograph 42*, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp.11-21
- Russo, D. (1988) : Determining soil hydraulic properties by parameter estimation : On the selection of a model for the hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 24, pp.453-459
- Scanlon, B.R. and P.C.D. Milly (1994) : Water and heat fluxes in desert soils, 2. Numerical simulations, *Water Resour. Res.*, 30, pp.721-733
- Sepaskhah, A.R. and L. Boersma (1979) : Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp.439-444
- Shi, H. (1998) : Studies on salt transport in arid soil and soil salinization control in Hetao Irrigation District, China, Ph.D. Thesis, Okayama University, 153p.
- Sophocleous, M. (1979) : Analysis of water and heat flow in unsaturated-saturated porous media, *Water*

- Resour. Res., 15, pp.1195-1206
- Stolte, J., J.I. Freijer, W. Bouten, C. Dirksen, J.M. Halbertsma, J.C. Van Dam, J.A. Van den Berg, G.J. Veerman, and J.H.M. Wösten (1994) : Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, pp.1596-1603
- Tamari, S., L. Bruckler, J. Halbertsma, and J. Chadoeuf (1993) : A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, pp.642-651
- Tsang, Y.W. and K. Pruess (1987) : A study of thermally induced convection near a high-level nuclear waste repository in partially saturated fractured tuff, *Water Resour. Res.*, 23, pp.1958-1966
- van Dam, J.C., J.N.M. Stricker, and P. Droogers (1992) : Inverse method for determining soil hydraulic functions from One-Step outflow experiments, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp.1042-1050
- van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp.892-898
- van Grinsven, J.J.M., C. Dirksen, and W. Bouten (1985) : Evaluation of the hot air method for measuring soil water diffusivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp.1093-1099
- Vogel, T., K. Huang, R. Zhang, and M.Th. van Genuchten (1996) : The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport, and heat movement in variably-saturated media Version 5.0, Research Report No.140, U.S. Salinity Laboratory Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California, 131p.
- Wendroth, O., W. Ehlers, J.W. Hopmans, H. Kage, J. Halbertsma, and J.H.M. Wosten (1993) : Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, pp.1436-1443
- Wildenschild, D., K.H. Jensen, K.J. Hollenbeck, T.H. Illangasekare, D. Znidarcic, T. Sonnenborg, and M.B. Butts (1997) : A two-stage procedure for determining unsaturated hydraulic characteristics using a syringe pump and outflow observations, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, pp.347-359
- Wilkinson, G.E. and A. Klute (1962) : The temperature effect on equilibrium energy status of water held by porous media, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26, pp.326-329
- Xue, Y., C. Xie, and Q. Li (1990) : Aquifer thermal energy storage: A numerical simulation of field experiments in China, *Water Resour. Res.*, 26, pp.2365-2375
- 大森圭佑(1998) : 土壌熱伝導率の測定と現地凍結土壌の温度変化特性の考察, 修士論文, 岡山大学, 102p.
- 科学技術庁研究開発局(1993) : 降積雪対策技術の高度化に関する研究 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 266p.
- 粕淵辰昭(1977) : 土壌の熱的性質, 土壌の物理性, 35, pp.29-34
- 粕淵辰昭(1985) : 土壌の熱伝導率・熱拡散率の測定法, 農業気象, 41(1), pp.73-74
- 粕淵辰昭・横山博之(1994) : 土の熱伝導率の温度依存性, 平成 6 年度農業土木学会大会講演要旨集, pp.100-101
- 川崎 敏・藤縄克之・中原正幸(1987) : 地下水入門・新知識 (その6) —地下水の熱的利用—, 農業土木学会誌, 55(8), pp.775-782
- 国立天文台編(1992) : 理科年表 第65冊, 丸善株式会社

- 国立天文台編(1998):理科年表 第71冊,丸善株式会社
- 古在豊樹・富士原和宏・渡部一郎(1985):熱流板法による地表面熱流束の測定精度,農業気象, 40(4), pp.399-402
- 塩沢 昌(1983):定常法による不飽和透水係数の測定方法と精度について,農業土木学会論文集, 106, pp.73-79
- 塩沢 昌(1991):米国での水と熱の移動の研究,土壌物理研究部会,第30回研究集会報告集, pp.1-16
- 中野政詩(1991):土の物質移動学,東京大学出版会, pp.26-29
- 中村公人・堀野治彦・丸山利輔(1995):地下水位変動型成層土壌層内における熱・水分移動特性,農業土木学会論文集, 176, pp.159-167
- 中村公人・堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔(1996):地下水位一定型成層土壌中の準定常熱・水分移動特性,農業土木学会論文集, 181, pp.39-48
- 中村公人・堀野治彦・三野 徹(1998a):排水試験による不飽和透水係数の推定,水文・水資源学会誌, 11(2), pp.175-179
- 中村公人・諸泉利嗣・三野 徹(1998b):地下食料保冷システムにおける熱負荷の評価,農牧業可持続発展與環境保護,中日雙邊国際學術討論会,内蒙古文化出版社, pp.327-330
- 中村公人・堀野治彦・三野 徹・丸山利輔(投稿中):成層土壌中熱・水分同時移動の数値解析,農業土木学会論文集
- 西村直正・天谷孝夫(1996):定常蒸発法による不飽和透水係数の簡易測定と厳密な解析法,農業土木学会論文集, 186, pp.97-104
- 日本機械学会(1986):伝熱工学資料 改訂第4版,日本機械学会
- 布目貴秀・清沢秀樹(1996):熱伝導率の圧力依存性による土壌中の水蒸気拡散の評価法について,平成8年度農業土木学会大会講演要旨集, pp.238-239
- 福原輝幸・G.F. Pinder・佐藤邦明(1990):表面乾燥過程における飽和-不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ,土木学会論文集, 423/II-14, pp.111-120
- 藤縄克之(1984):信濃川右岸地域浅層地下水の水温形成機構について-地下水中の熱移動に関する研究(I)-,昭和59年度農業土木学会大会講演要旨集, pp.186-187
- 藤縄克之(1988):流動地下水中の熱移動機構について,農業土木学会誌, 56(8), pp.47-54
- 藤縄克之(1991):有限要素法を用いた飽和多孔体中の2相系熱伝導に関する理論的研究-多孔体中の熱移動に関する研究(I)-,農業土木学会論文集, 152, pp.83-90
- 藤縄克之(1995):飽和・不飽和多孔体中の熱移動とヒステリシスを伴う浸透流の連成解析,地下水学会誌, 37(3), pp.175-192
- 堀野治彦・篠原 拓・丸山利輔(1991):地下土壌システムにおける貯熱のための基礎的研究-土壌吸引圧の温度依存性を中心として-,第48回農業土木学会京都支部研究発表会講演要旨集, pp.158-159
- 堀野治彦(1992):地下水数値計算法(15) 3-2.パウエル法によるパラメータ同定問題,地下水学会誌, 34, pp.31-40
- 堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔(1992):飽和土壌層内における熱移動特性の実験的考察,地下水学会誌, 33, pp.227-238
- 諸泉利嗣・堀野治彦・中村公人・丸山利輔(1996):不飽和土壌層内における熱・水分移動特性に

関する理論的考察, 農業土木学会論文集, 184, pp.121-129

諸泉利嗣・堀野治彦・丸山利輔・佐藤裕一・佐藤幸一(1997): 野外における不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性, 水文・水資源学会誌, 10(1), pp.20-31

横山孝男(1987): 地下帯水層内蓄熱 (ATES) 及び熱分散に関する研究の世界に於ける動向, 地下水学会誌, 29(3), pp.121-136

謝 辞

末尾ながら、「土壌中の熱とエネルギーの流れ」という今日の地域環境問題の基礎となる課題を与えて頂き、本研究を進めるにあたっては、終始懇切なる御指導と激励を賜った京都大学丸山利輔名誉教授（日本大学生物資源科学部教授）に衷心より感謝の意を表するとともに、厚く御礼申し上げます。また、研究の取りまとめの段階で貴重な御指導、御指摘を賜った京都大学大学院農学研究科三野徹教授に心より深謝の意を表する。

本論文をまとめるにあたって、細部にわたり貴重な御指導を賜った京都大学大学院農学研究科高橋強教授ならびに河地利彦教授に謹んで感謝の意を表する。さらに、京都大学大学院農学研究科堀野治彦助教授には、研究を進めるにあたって具体的な方針や問題解決に対して絶えず有益な御指導、御助言を頂き、心より深謝の意を表する。また、信州大学工学部藤縄克之教授、大阪府立大学農学部渡辺紹裕助教授、北里大学獣医畜産学部諸泉利嗣助手には、有益な御助言・御支援を頂き、感謝の念に耐えない。

なお、京都大学大学院農学研究科水環境工学研究室（旧かんがい排水学研究室）の大学院生、専攻生諸氏、特に宮本博文氏（現農林水産省）、大西健夫君（現博士課程1回生）、中野未和さん（現修士課程1回生）には、実験、数値解析において多大な御協力を頂いた。同研究室半田智子事務官には、事務上の御便宜をはかって頂いた。ここに記して感謝する次第である。

以上に加えて、本研究に対して多大な御支援、御助言を頂いた多くの方々にも感謝の意を表するとともに、改めて厚く御礼申し上げたい。